



**Naturalis**

Repositorio Institucional

<http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar>

Universidad Nacional de La Plata

Facultad de Ciencias Naturales y Museo



# **Sedimentología de los depósitos marinos de las formaciones Cerro Toro y Alta Vista, Cretácico Superior, Cuenca Austral**

**Cereceda, Abril**

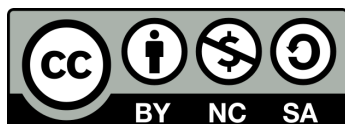
Doctor en Ciencias Naturales

Dirección: Poiré, Daniel G.

Facultad de Ciencias Naturales y Museo  
2016

Acceso en:

<http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar/id/20161018001480>



Esta obra está bajo una Licencia Creative Commons  
Atribución-NoComercial-CompartirIgual 4.0 Internacional



**Naturalis**

Repositorio Institucional  
FCNyM - UNLP



# Sedimentología de los depósitos marinos de las formaciones Cerro Toro y Alta Vista, Cretácico Superior, Cuenca Austral

Tesis Doctoral 2016

Lic. Abril Cereceda

Director: Dr. Daniel G. Poiré





## Agradecimientos

Quiero agradecer a mi director de tesis, Daniel Poiré, por la confianza brindada al aceptarme como tesista y por proporcionarme todo lo que estuvo a su alcance para la realización de este trabajo.

A Sebastián Richiano y Augusto Varela por el apoyo desde el inicio y por la colaboración en el desarrollo de esta tesis.

A los ayudantes en las tareas de campo, Adrián Larroca, Alejandro Gómez Dacal y Julia Arrouy.

Un agradecimiento especial, para Horacio, Facundo y Daphne Echeverría de la Estancia La Anita, que nos recibieron muy amablemente.



# Índice

RESUMEN	I
ABSTRACT	II
Capítulo 1. Introducción	1
1.1 Motivación e hipótesis de trabajo	1
1.2 Marco Geológico	4
1.3 Antecedentes de las Formaciones Cerro Toro y Alta Vista	8
Capítulo 2. Área de estudio y Metodología	12
2.1 Área de estudio	12
2.1.1 Localidades relevadas	12
2.2 Metodología	18
2.2.1 Revisión bibliográfica	20
2.2.2 Tareas de campo	20
2.2.3 Tareas de laboratorio	24
2.2.4 Tareas de gabinete	25
2.2.5 Informe final	27
Capítulo 3. Discusión estratigráfica	28
3.1 Unidades litoestratigráficas	30
3.1.1 Formación Cerro Toro	30
3.1.2 Formación Alta Vista	34
3.1.2.1 Bioestratigrafía sobre la base de quistes de Dinoflagelados de la Formación Alta Vista	36
3.1.3 Formación Anita	37
Capítulo 4. Análisis de facies sedimentarias	42
4.1 Metodología	42
4.2 Facies de la Formación Cerro Toro	43



4.2.1 Facies de Fangolitas negras masivas (Fnm)	42
4.2.2 Facies de Fangolitas y Areniscas con laminación horizontal (FAhl)	44
4.2.3 Facies Heterolítica lenticular (Htl)	46
4.2.4 Facies de Areniscas masivas (Am)	48
4.2.5 Facies de Areniscas con gradación normal (Agn)	49
4.2.6 Facies de Areniscas con laminación horizontal (Alh)	50
4.2.7 Facies de Areniscas con laminación entrecruzada tangencial (Alet)	51
4.2.8 Facies de Areniscas con laminación entrecruzada de óndulas escalantes (Alec)	52
4.2.9 Facies de Areniscas con laminación entrecruzada monticular (Ahcl)	54
4.2.10 Facies de Areniscas con laminación convoluta (Alc)	55
4.2.11 Facies de Fangolitas y areniscas con estratificación convoluta (FAec)	57
4.3 Facies de la Formación Alta Vista	58
4.3.1 Facies de Fangolitas negras masivas (Fnm)	58
4.3.2 Facies de Fangolitas y Areniscas con laminación horizontal (FAlh)	59
4.3.3 Facies Heterolítica lenticular (Htl)	59
4.3.4 Facies de Areniscas masivas (Am)	61
4.3.5 Facies de Areniscas con laminación horizontal (Alh)	62
4.3.6 Facies de Areniscas con laminación ondulítica de oleaje (Alo)	63
4.3.7 Facies de Areniscas bioturbadas (Ai)	64



4.4 Facies de la Formación Anita	65
4.4.1 Facies de Fangolitas gris verdosas laminadas (Fvl)	65
4.4.2 Facies Heterolítica flaser (Htf)	65
4.4.3 Facies de Areniscas masivas (Am)	67
4.4.4 Facies de Areniscas con gradación normal (Agn)	69
4.4.5 Facies de Areniscas con laminación horizontal (Alh)	69
4.4.6 Facies de Areniscas bioturbadas (Ai)	71
4.4.7 Facies de Areniscas con laminación ondulítica de oleaje (Alo)	72
4.4.8 Facies de Areniscas con estratificación entrecruzada en artesa de mediana escala (Aeam)	72
4.4.9 Facies de Areniscas con estratificación entrecruzada en artesa de gran escala (Aeag)	74
4.4.10 Facies de Areniscas con estratificación entrecruzada tangencial de bajo ángulo (Aeeb)	76
4.4.11 Facies de Areniscas bioclástica con gradación normal (ABgn)	76
4.4.12 Facies de Areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada tangencial (ACet)	79
4.4.13 Facies de Conglomerados con estratificación entrecruzada en artesa (Cea)	81
4.4.14 Facies de Conglomerados masivos (Cm)	83
Capítulo 5. Asociaciones de facies sedimentarias	85
5.1 Formación Cerro Toro	85
5.1.1 AF1: Fangolitas y areniscas finas estratificadas	85
5.1.1a AF1a: Secuencias turbidíticas de flujos tipo surge	91
5.1.1b AF1b: Secuencias turbidíticas de flujos sostenidos	92
5.1.1c AF1c: Tempestitas	92



5.1.1d AF1d: Depósitos finos por decantación	93
5.1.1e AF1e: Depósitos con estructuras de deformación sin Sedimentaria	94
5.2 Formación Alta Vista	95
5.2.1 AF2: Depósitos de grano fino gris oscuro con abundante fitodetritos	95
5.2.2 AF3: Clinoformas de areniscas finas amarillas	98
5.3 Formación Anita	101
5.3.1 AF4: Areniscas finas y heterolíticas gris violáceas en estratos tabulares	101
5.3.2 AF5: Areniscas finas gris violáceas en cuerpos canaliformes	103
5.3.3 AF6: Areniscas medianas amarillentas con estratificación entrecruzada en artesa de mediana y gran escala	106
5.3.4 AF7: Areniscas medianas a gruesas y conglomerados ,anaranjados, con estratificación entrecruzada en artesa y masivos en cuerpos canaliformes	109
5.3.5 AF8: Depósitos finos gris-verdosos e interdigitados con AF7	112
Capítulo 6. Análisis icnológico	114
6.1 Formación Cerro Toro: Icnología de las Fangolitas y areniscas finas estratificadas (AF1)	114
6.1.1 Icnología de las Facies de Fangolitas negras masivas (Fnm)	115
6.1.2 Icnología de los depósitos de Fangolitas y areniscas con laminación horizontal (FAlh)	116
6.1.3 Icnología de las Facies de Areniscas con laminación horizontal (Alh) y masivas (Am)	116
6.2 Formación Alta Vista	121
6.2.1 Icnología de los depósitos de grano fino gris oscuro, con abundante fitodetritos (AF2)	121
6.2.2 Icnología de las clinoformas de areniscas finas amarillas (AF3)	122

6.3 Formación Anita (intervalos basal y medio)	124
6.3.1 Icnología de las Areniscas finas y heterolíticas gris-violáceas en estratos tabulares (AF4) y canaliformes (AF5)	124
6.3.1.1 Caracterización e identificación de los ejemplares de <i>Rhizocorallium</i>	126
6.3.2 Icnología de las Areniscas medianas amarillentas con tratificación entrecruzada en artesa de mediana y gran escala (AF6)	130
Capítulo 7. Sistema depositacionales	133
7.1 Formación Cerro Toro: Sistema marino de plataforma distal	134
7.2 Sistema deltaico Alta Vista-Anita	136
7.2.1 Formación Alta Vista: Prodelta (P)	136
7.2.2 Formación Anita (intervalo basal): Frente deltaico distal (FDD)	139
7.2.3 Formación Anita (intervalo medio): Frente deltaico proximal (FDP)	141
7.2.4 Formación Anita (intervalo superior): Planicie deltaica subácuea (PDS)	143
7.2.5 Dinámica del sistema deltaico	144
Capítulo 8. Análisis petrográfico de areniscas	148
8.1 Metodología	148
8.2 Resultados	149
8.2.1 Componentes detríticos	149
8.2.2 Cementos	160
8.3 Clasificación de las areniscas	164
8.4 Análisis de la procedencia	164
Capítulo 9. Análisis composicional de pelitas	171
9.1 Metodología	171
9.1.1 Muestreo	171
9.1.2 Obtención del difractograma	171



9.1.3 Caracterización composicional y semicuantificación mineral	173
9.2 Resultados	175
9.2.1 Perfil Nibepo Aike (NA) - Formación Cerro Toro	175
9.2.2 Perfil Cerro Frías (CF) - Formación Alta Vista	175
9.2.3 Perfil Alta Vista 1 (AV1) - Formación Alta Vista	178
9.2.4 Perfil Alta Vista 2 (AV2) - Formaciones Alta Vista y Anita	180
9.2.5 Perfil Arroyo Cachorro (AC) - Formación Anita	182
9.3 Conclusiones	184
9.3.1 Composición mineral de las muestras analizadas por DRX	184
9.3.2 Distribución de las argiloasociaciones y tendencias verticales	186
9.4 Comparación composicional con otras unidades de la Cuenca Austral	188
Capítulo 10. Evolución paleogeográfica	191
10.1 Periodo Cenomaniano inferior- Santoniano	191
10.2 Periodo Campaniano inferior	193
10.3 Periodo Campaniano superior	194
10.4 Relación de la depositación de las unidades del Cretácico superior y avance del frente orogénico de la cuenca de antepaís	194
10.5 Áreas elevadas y fuente de sedimento	197
10.5.1 Periodo de posrifting (Cretácico Inferior)	199
10.5.2 Periodo de cuenca de antepaís (Cretácico Superior)	199
10.5.3 Conclusiones	201
Capítulo 11. Conclusiones	202
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	211

ANEXO 1. Perfiles sedimentarios	232
Código de facies	233
Referencias	233
Perfil Cerro Horqueta (CH)	234
Perfil Desembocadura del Río Mitre (DRM)	235
Perfil Nibepo Alke (NA)	236
Perfil Cerro Frías (CF)	237
Perfil Alta Vista 1 (AV1)	238
Perfil Alta Vista 2 (AV2)	239
Perfil Alta Vista 3 (AV3)	240
Perfil Puesto Horacio (PH)	241
Perfil Arroyo Cachorro (AC)	242
ANEXO 2. Tabla de composición de areniscas	243
ANEXO 3. Tabla de composición de pelitas por DRX	250

## Resumen

El presente trabajo de tesis doctoral se centra en el estudio sedimentológico de las secuencias del Cretácico Superior aflorantes al sur del Lago Argentino. Dichas secuencias están conformadas por las unidades marinas y transicionales depositadas durante el estadio de cuenca de antepaís de la Cuenca Austral y están representadas por la Formación Cerro Toro (Cenomaniano inferior- Campaniano inferior), Formación Alta Vista (Campaniano inferior) y Formación Anita (Campaniano superior).

Para la elaboración de este trabajo se realizó el mapeo geológico del área de estudio y el levantamiento de nueve perfiles sedimentológicos de detalle (escala, 1:50). Durante esta tarea se tomaron datos de litología, estructuras sedimentarias mecánicas y orgánicas, contenido paleontológico, geometría de los cuerpos de roca, tipos de superficies limitantes, orientación de las capas y los contactos con las unidades infra y suprayacentes. Conjuntamente se efectuó un muestreo sistemático a fin de realizar estudios composicionales mediante petrografía, rayos X, contenido fosilífero.

A partir del análisis sedimentológico, se identificaron 32 facies sedimentarias distintas las cuales se agrupan en 8 asociaciones de facies: Depósitos de flujos turbidíticos de baja densidad (AF1a-e), Depósitos de prodelta (AF2), Lóbulos arenosos distales (AF3), Lóbulos arenosos proximales (AF4), Relleno de canales distributarios terminales (AF5), Complejo de barras de desembocadura (AF6), Depósito de carga de fondo de canales distributarios (AF7), Depósitos de planicies interdistributarias subácueas (AF8). De la distribución y sus relaciones espaciales se definieron dos sistemas depositacionales: sistema marino de plataforma distal (AF1a-e) y sistema deltaico (AF2-AF8).

La Formación Cerro Toro corresponde a los depósitos del sistema depositacional de plataforma marina distal que afloran a lo largo de una faja norte-sur en la región occidental del área de estudio. Esta unidad se reconoció



en la Península de Magallanes, sobre la orilla Este del Brazo Sur de Lago Argentino y el Cordón de los Cristales. Los sedimentos de esta formación se acumularon a partir de flujos gravitacionales diluidos en un ambiente de plataforma marina distal con influencia de olas de tormenta (AF1). Los depósitos con retrabajo por flujos combinados, la abundancia de restos vegetales y el registro de una icnoasociación *Cruziana* fueron considerados argumentos suficientes para asignarle a esta unidad una posición batimétrica cercana al nivel de olas de mal tiempo (*Offshore*) y descartar la posición de fondo abisal interpretada previamente por algunos autores.

La Formación Alta Vista comprende el intervalo basal del sistema deltaico conformado por una espesa secuencia de depósitos de prodelta que afloran al este del área de estudio, en el Cerro Frías y hacia el sur de las Barrancas de las estancias Anita y Alta Vista. Esta unidad se acumuló a partir de plumas hipopícnicas y flujos hiperpícnicos diluidos suministrados por un sistema fluvial (AF2). Eventuales crecidas o tormentas desencadenaron flujos hiperpícnicos más densos que llegaban hasta esta zona distal, depositando así los pequeños lóbulos de areniscas medianas (AF3). La influencia fluvial en este ambiente no sólo se ve reflejada en la dominancia de procesos hipopícnicos e hiperpícnicos, sino también en el aporte de abundante material fitodetrítico y en las condiciones ambientales estresantes (icnoasociaciones disminuidas) dadas por las altas tasas de sedimentación y el ingreso de agua dulce en el sistema marino.

El límite superior de la Formación Alta Vista es un pasaje gradual a la Formación Anita. Esta última unidad está integrada por una espesa secuencia de depósitos de frente deltaico en la base y de depósitos de planicie distributaria hacia el tope de la secuencia. La Formación Anita aflora a la largo de las Barrancas de las estancias Anita y Alta Vista, desde el Arroyo Centinela hasta el límite con Chile, en la región oriental del área de estudio. Las sedimentitas de esta unidad integra una secuencia granocreciente vinculada a la progradación de un sistema deltaico la cual se puede dividir en tres intervalos litológicamente distintivos. El intervalo basal está conformado por estratos de areniscas finas gris-violáceas y heterolíticas grisáceas correspondientes a lóbulos de flujos

hiperpícnicos fluviales en un ambiente de frente deltaico distal (AF4 y 5). Este subsistema se encontraba fuertemente influenciado por el aporte fluvial, el cual ingresaba sedimentos ricos en restos vegetales de forma constante, limitando el desarrollo normal de organismos marinos. Los niveles bioturbados corresponden a lóbulos abandonados o áreas de interlóbulos (depósitos finos y heterolíticos) que no recibían la descarga fluvial directamente. El registro de la influencia de los procesos marinos es muy escaso y se limita a depósitos retrabajados por el oleaje durante periodos de tormenta hacia el tope del intervalo.

El intervalo medio está conformado por areniscas medianas amarillentas que corresponden a complejos de barras de desembocadura en el frente deltaico proximal (AF6). Estos depósitos se acumularon por desconfinamiento de flujos hiperpícnicos y eventualmente fueron retrabajados por corrientes combinadas durante eventos de tormenta.

El intervalo superior abarca una espesa sucesión de niveles de areniscas y conglomerados amarillo-anaranjados que alternan con niveles de areniscas y fangolitas de color verdoso. Los niveles de conglomerados y areniscas amarillo-anaranjados corresponden a canales distributarios (AF7), mientras que los niveles de sedimentitas finas verdosos representan la acumulación en las áreas de planicie interdistributaria asociada a los canales (AF8). Estos depósitos representan una robusta red de corrientes de alta energía que redistribuía material areno-conglomerádico hacia el mar.

Las areniscas de las formaciones Cerro Toro, Alta Vista y Anita están conformadas por litoarenitas cuyos clastos son predominantemente de cuarzo monocristalino, de líticos metamórficos y volcánicos. Estos detritos provendrían de un orógeno reciclado transicional según los diagramas de Dickinson (1970). La composición de los argilominerales resulta más variable que la de las areniscas y según la distribución de estos se definieron cinco argiloasociaciones (A1-A5). Estas argiloasociaciones presentan una marcada concordancia con la distribución de las unidades litoestratigráficas. La A1 corresponde a la Formación Cerro Toro y está caracterizada por illita acompañada por clorita y, en menor medida, por interestratificados I/S. La A2 se corresponde con la Formación Alta Vista, está

conformada principalmente por illita e I/S con proporciones menores de caolinita. La A3 coincide con el intervalo basal de la Formación Anita (depósitos de frente deltaico distal) está conformada por illita y caolinita como minerales dominantes y en menor proporción I/S y clorita. La A4 corresponde con los intervalos medio y superior de la Formación Anita esta es similar a la A3, pero se diferencia por presentar pulsos de esmectita. Por último, en la A5 se presenta un cambio drástico en los argilominerales el cual está acompañando también por cambios en la moda detrita. Está caracterizada por presentar muy abundante contenido de caolinita y moderado de clorita, siendo la illita un componente ausente a escaso. La A5 representa el pasaje a la Formación Irene.

Al sur del Lago Argentino los depósitos de la Formación Cerro Toro marcan el comienzo de la etapa de cuenca de antepaís de la Cuenca Austral. Estos representan un ambiente de plataforma los cuales corresponden a las facies más proximales del sistema marino cuyas depósitos distales se encuentran hacia el sur del área de estudio. La distribución, elongada en sentido N-S, de esta unidad fue controlada por la estructuración de la faja plegada y corrida que dio lugar a la etapa de cuenca de antepaís. Durante el Campaniano se produjo la instauración del sistema deltaico Alta Vista-Anita el cual representa una regresión paulatina de los sistemas depositacionales desde el noreste hacia el depocentro de la cuenca.

Las áreas elevadas que podrían haber aportaron los sedimentos de estas unidades son el Macizo del Deseado ubicado al NNE del Lago Argentino y a su vez el orógeno elevado desarrollado al oeste, el cual exhumó el basamento paleozoico y los depósitos del sinrif jurásico de la propia cuenca.

## Abstract

The current doctoral thesis work was based on the sedimentological study of the Superior Cretacian sequences surfacing south of Lago Argentino. These sequences are formed by marine and transitional units deposited during the foreland basin stage of the Cuenca Austral and they are represented by Cerro Toro Formation (Low Cenomanian - low Campanian), Alta Vista Formation (low Campanian) and Anita Formation (Upper Campanian).

To carry out this work the study site was geologically mapped and seven sedimentological profiles were made (scale 1:50). The work involved the collection of lithological data as well as data on sedimentary, mechanical and organic structures, paleontological contents, geometry of the sediment bodies, nature of the limiting surfaces, orientation of the layers and the contacts with the others units. At the same time a systematic sampling was carried out to perform the compositional study through petrography, X rays and fossil content.

From the sedimentological analysis, 32 different sedimentary facies were identified and combined into 8 facies associations: low-density turbiditic flows deposits (AF1a-e), prodelta deposits (AF2), distal sand lobes (AF3), proximal sand lobes (AF4), Filling of terminal distributary channels (AF5), mouth-bar complexes (AF6), distributary bedload channel deposits (AF7), interdistributary delta-plain deposits (AF8). From the distribution and spatial relations two depositional systems were determined: distal platform marine system (AF1a-e) and deltaic system (AF2-AF8).

The Cerro Toro formation corresponds to the deposits from the depositional system of the distal marine platform that outcrops along a north-south running belt in the western region of the study site. This unit was recognised in the Magallanes Peninsula, on the eastern shore of the south branch of Lago Argentino and Cristales Cordon. The sediments of this formation were accumulated from the gravitational flows diluted in a distal marine environment influenced by stormy surfs (AF1). The deposits, shaped from combined flows, the abundance of vegetation remains and the records of an ichno-association



Cruziana presented a strong argument to assign this unit to a batimetric position close to the level of offshore surf, instead of the argument in favour of an abyssal plain position previously supported by some authors.

The Alta Vista Formation comprises the basal interval of the deltaic system formed by a thick sequence of prodelta deposits that surface east of the study site, in the Cerro Frias and south of the Barrancas de la Anita and Alta Vista estancias. This unit accumulated from the hipopicnal plumes and from diluted hyperpicnics flows supplied by the fluvial system (AF2). Subsequent rises or storms gave place to thicker hiperpicnic flows reaching this distal zone and depositing the small lobes of medium size sandstones (AF3). The fluvial influence in this environment is not only reflected in the supremacy of hipopicnic processes but also in the input of abundant phytodetrritic material and the stressed environmental conditions (diminished ichno-associations) resulting from the high sedimentary rates and the entrance of fresh water into the marine system.

The superior limit of the Alta Vista Formation is a gradual passage to the Anita Formation (Campaniano superior). This unit is constituted by a thick sequence of deltaic front deposits. Transitionally, this gives way to deposits of distributary plain towards the top of the sequence. The Anita Formation surfaces along the Barrancas de la Anita and Alta Vista estancias from the Centinela stream towards the border with Chile, east of the study site. This unit constitute a coarsegrain-upwards sequence associated to the propagation of the deltaic system. The sequence is informaly divided in three lithologically distinct intervals. The basal stage is formed by fine violet-grey sandstones and greyish heteroliticals that correspond to lobed of hyperpicnic pluvial flows in an distal deltaic front environment (AF4 and 5). This subsystem was strongly affected by the pluvial input that, almost continuously, brought sediments rich in vegetation remains, thus limiting the development of marine organisms. These bioturbated levels correspond to abandoned lobes or inter-lobes areas (fine deposits and heterolitics) that do not receive direct pluvial discharge. Records of the effect of

marine process is scarce and limited to deposits shaped by the surf during stormy times towards the top of the interval.

The medium stage (interval) is formed by medium sized yellowish sandstones that correspond to a set of mouth-bars in the proximal deltaic front (AF6). These deposits were accumulated by deconfinement of hyperpycnitic flows and eventually shaped by combined currents during stormy events.

The superior stage (interval) comprises a thick succession of levels of sandstones and yellow-orange conglomerates that alternate between levels of fine sediments, fine sandstones and greenish mudstones. The levels of conglomerates and yellow-orange sandstones correspond to distributary channels (AF7) while the levels of fine greenish sandstone represent the accumulation in the areas of (inter-tributary) plain associated with the channels (AF8). This deposit represents a robust network of high energy currents that redistributed sandy-conglomerate material towards the sea.

The sandstones of the Cerro Toro, Alta Vista and Anita formations are formed by litharenites whose clasts are predominantly monocrystalline quartz, metamorphic and volcanic fragments rocks. These debris come from a transitional recycling orogen according with Dickinson (1970) diagrams. Clay minerals composition of the other hand is more variable and according to its distribution, five argilloasociaciones (A1-A5) were defined. These have a marked argilloasociaciones accordance with the distribution of lithostratigraphic units. A1 corresponds to Cerro Toro Formation and is characterized by illite and chlorite and in lesser extent, by interbedded I/S. A2 corresponds to Alta Vista Formation, it is mainly composed of illite and I/S with minor proportions of kaolinite. A3 coincides with the basal Anita Formation interval (distal delta front deposits) and consists of illite and kaolinite as dominant minerals and to a lesser extent I/S and chlorite. A4 corresponds to the middle and upper Anita Formation intervals, this is similar to the A3, but differs in presenting smectite pulses. Finally, A5 is a drastic change in the clay minerals assemblages which is also accompanied by changes in detritus modal. It is characterized by very rich content of kaolinite

and chlorite moderate, illite being absent to sparse component. A5 represents the passage to Irene Formation.

South of Argentino Lake deposits of Cerro Toro Formation mark the beginning of the Austral Basin foreland basin stage. These represent a platform environment which correspond to the most proximal facies of the marine system whose distal deposits are found southern from the study area. Distribution, elongated in the direction N-S, of Cerro Toro deposits was controlled by the structure of the fold and thrust belt that developed during foreland stage. Anita Alta Vista deltaic system occurred during Campanian and this represents a gradual regression of the depositional systems from the northwest to the depocentre of the basin.

The raised areas that could have contributed the sediments of these units are the Deseado Massif located to the NE of Argentino Lake and the high orogen developed to the west, which exhumed the Paleozoic basement and Jurassic sinrift deposits of the basin itself.

### 1.1 Motivación y objetivos

Las formaciones Cerro Toro y Alta Vista constituyen parte del relleno sedimentario marino del Cretácico Superior de la Cuenca Austral. Si bien los estudios de estas unidades se remontan a varias décadas, aún hoy se plantean fuertes interrogantes y controversias acerca de su carácter paleoambiental y posición estratigráfica. En las formaciones Cerro Toro y Alta Vista, así como la mayoría de las unidades de la cuenca, esta problemática se debe principalmente a que los estudios de carácter sedimentológico realizados hasta el momento han sido de escala regional abarcando, por ejemplo, todas las unidades del Cretácico aflorantes a lo largo de la cuenca (Feruglio, 1945-49; Furque, 1973; Arbe y Hechem, 1984; Riccardi y Rolleri, 1980). Si bien estas contribuciones proveyeron de robusta información, lógicamente carecen de detalle en cuanto a la caracterización de unidades en las distintas localidades. Por otro lado, otra problemática recurrente en la Cuenca Austral son las distintas denominaciones con las que se ha asignado a las unidades durante las investigaciones previas (Lámina 1.1). En este sentido, se han agrupado unidades, nombrado nuevas y separado generando de esta manera numerosos casos de sinonimias y controversias estratigráficas.

En los últimos años, estudios sedimentológicos de detalle en unidades específicas y sobre áreas más reducidas contribuyeron de manera sustancial al conocimiento de los ambientes depositacionales y sus roles dentro de la historia evolutiva de la cuenca (Manassero, 1988; Macellari *et al.*, 1989; Poiré *et al.*, 2000; Poiré *et al.*, 2002, Poiré *et al.*, 2007; Poiré *et al.*, 2008; Varela y Poiré, 2008; Varela *et al.*, 2008; Verela, 2011; Cuitiño y Scasso, 2010; Cuitiño, 2011; Richiano, 2012; Richiano *et al.*, 2012). A su vez, estos trabajos suministraron un fuerte sustento para el desarrollo en líneas específicas que no habían sido prácticamente desarrolladas en la Cuenca Austral como procedencia,



Cuadro estratigráfico de la Cuenca Austral

Lámina 1.1

Se muestran las distintas las diferentes propuestas estratigráficas para los alrededores del Lago Argentino. Además se compara con la estratigráfica en Chile y las unidades consideradas en subsuelo.

		Feruglio (1945-49)	Furque (1973)	Riccardi y Rolleri (1980)	Kraemer y Riccardi (1997)	Arbe (2002)	Chile	Subsuelo
<div><div>Cretácico</div><div>Superior</div><div>Inferior</div><div>Jurásico</div><div>Paleozoico</div></div>	Maastrichiano	Complejo areniscoso-conglomerádico	Formación Choriillo	Formación Calafate Formación Chorrillo Formación Anita	Formación La Irene	Formación El Choriillo	Formación Dorotea	Magallanes (inferior)
	Campaniano		Formación Anita		Formación Pari Aike	Formación La Irene	Formación Tres Pasos	
	Santoniano		Formación Las Hayas	Formación Cerro Toro	Formación Anita	Formación Anita		Formación Cerro Toro
	Coniaciano				Formación Alta Vista	Formación Alta Vista	Conglomerado Lago Sofía	
	Turoniano							
	Cenomaniano						Formación Cerro Toro	
	Albiano	Complejo arcillo-ftanítico	Formación La Unión		Formación Zapata	Formación Río Mayer	Formación Río Mayer	Formación Zapata
	Aptiano			Formación Sprinhill				
	Barremiano							
	Hauteriviano							
	Valangiano							
	Berriasiano		Complejo El Quemado					
		Complejo Volcánico EL Quemado	Formación Barragán	Fm. Springhill	Fm. Springhill	=Fm. Zapata Fm. Springhill	Formación Tobífera	Formación Tobífera
			Complejo El Quemado			Formación Ibanez		
		Complejo Esquistoso	Formación Bahía de la Lancha					

climatología, composición, análisis arquitectural, estratigrafía secuencial e icnología (Poiré *et al.*, 2000; Poiré *et al.*, 2001; Varela *et al.*, 2006; Poiré y Franzece, 2008; Varela, 2009; Varela *et al.*, 2012a, Cuitiño *et al.*, 2012; Varela *et al.*, 2013; Richiano, 2013; Richiano *et al.*, 2013; Richiano *et al.*, 2014; Richiano *et al.*, 2015).

En particular, las formaciones Cerro Toro y Alta Vista son dos unidades del Cretácico Superior, concordantes entre sí, cuyos depósitos de origen marino, dan comienzo a la etapa de Cuenca de Antepaís (Arbe y Hechem, 1984; Kraemer y Riccardi, 1997). Su interpretación sufrió numerosas variaciones a través de los distintos aportes científicos, de manera que no hay, hasta hoy en día, un consenso acerca de su distribución y posición estratigráfica en la cuenca así como de su carácter paleoambiental (Poiré, 2000; Poiré y Franzese, 2010). Los trabajos netamente sedimentológicos de las formaciones Cerro Toro y Alta Vista son escasos y como se dijo anteriormente, su análisis forma parte de estudios regionales (Arbe y Hechem, 1984, Manassero, 1988; Macellari *et al.*, 1989). Por este motivo, surge la propuesta de desarrollar, en el marco de una tesis doctoral, el estudio sedimentológico detallado de las formaciones Cerro Toro y Alta Vista con el fin de caracterizar los sistemas de depositacionales que les dieron origen, la relación estratigráfica entre ambas unidades y con las unidades sub y suprayacentes y su distribución espacial.

En los alrededores del Lago Argentino se encuentran los afloramientos más conspicuos de las formaciones Cerro Toro y Alta Vista. Hasta el momento los estudios sedimentológicos de detalle se concentraron en el área centro oeste de la cuenca (Argentina), así como en la zona más austral, en los alrededores del Seno de la Última Esperanza (Chile) (Wilson, 1991; Fildani *et al.*, 2003; Fildani y Hessler, 2005; Hubbart *et al.*, 2007; Hubbart *et al.*, 2008; Schwartz y Graham, 2015, entre otros). Puntualmente, la región al sur del Lago Argentino presenta una importancia sustancial ya que es la zona de conexión de la Cuenca Austral entre Argentina y Chile por lo cual es un área clave para la correlación de la estratigrafía entre ambos países.

## 1.2 Marco geológico

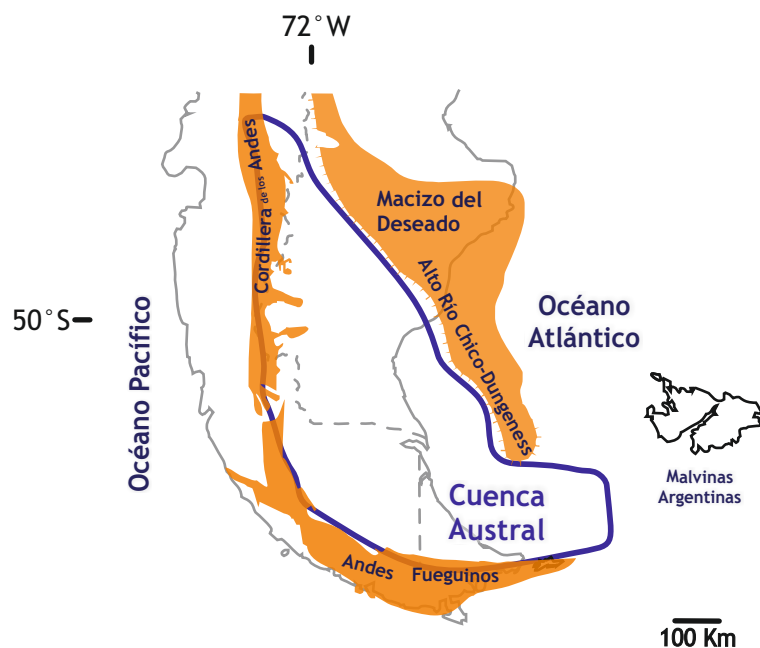
La Cuenca Austral (Lámina 1.2a) se ubica en el borde suroccidental de la placa Sudamericana ocupando mayormente la provincia de Santa Cruz, Argentina. En su extensión incluye también el Estrecho de Magallanes, Provincia de Magallanes en Chile, Isla Grande de Tierra del Fuego y parte de la Plataforma Continental Argentina. Por el registro de subsuelo se sabe que el área que ocupa la cuenca es de 230.000 km<sup>2</sup>. Un 85% se encuentra en territorio Argentino, en el que alcanza 400 km en sentido este oeste y 700 km en sentido norte sur. Sus bordes son, depositacional al norte y este, limitando con el Macizo del Deseado al norte y con el Alto del Río Chico y Arco de Dungeness al este. Mientras que al oeste su borde es tectónico, flanqueada por los Andes Patagónicos Fueguinos (Peroni *et al.*, 2002).

El registro sedimentario es de ocho kilómetros en su espesor máximo, casi exclusivamente silicoclástico y con muy poca presencia de depósitos carbonáticos (Peroni *et al.*, 2002). El desarrollo de la secuencia estratigráfica aflora en la Cordillera Patagónica Austral, la cual está integrada mayormente por un basamento paleozoico, al que se superponen rocas volcánicas, metasedimentarias y sedimentarias del Jurásico, Cretácico y Cenozoico; el conjunto se halla intruído por cuerpos ígneos meso-cenozoicos (Riccardi y Rolleri, 1980).

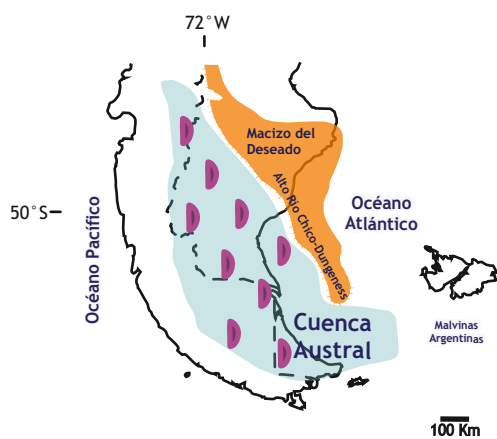
La historia geológica de la Cuenca Austral se puede separar en tres etapas tectónicas principales (Biddle *et al.*, 1986; Robbiano *et al.*, 1996; Ramos, 2002; Kraemer *et al.*, 2002; Peroni *et al.*, 2002; Rodríguez y Miller, 2005) (Lámina 1.2b). Estas son: (1) Etapa de rift, (2) Etapa de hundimiento termal con el desarrollo de una cuenca marginal y (3) Etapa de antepaís.

La etapa de rift está relacionada a la ruptura de Gondwana (Pankhurst *et al.*, 2000) durante el Jurásico medio a superior. Los depósitos volcanoclásticos de este periodo están representados por el Complejo El Quemado (Argentina) y Formación Tobífera (Chile y en subsuelo) (Nullo *et al.*, 1999). Este está constituido por potentes espesores de dacitas, andesitas y depósitos de flujos

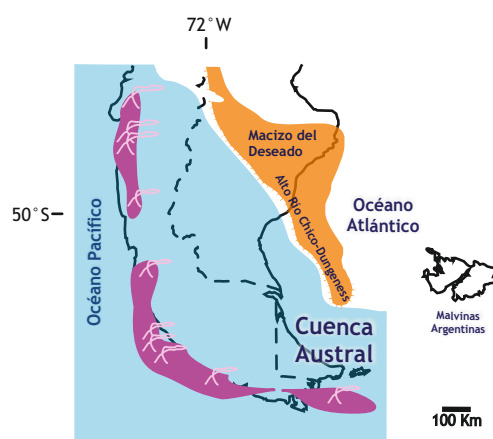
## A Marco geológico de la Cuenca Austral



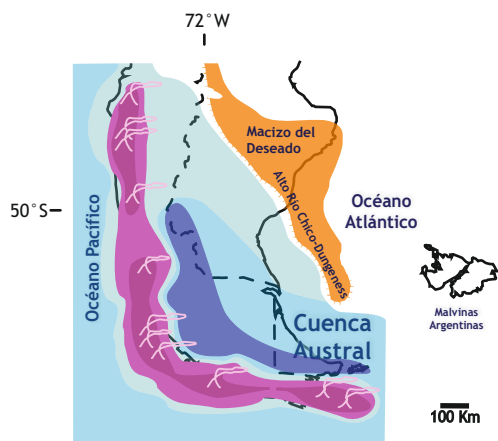
## B Evolución tectónica



1. Etapa de rifting



2. Etapa de hundimiento termal



3. Etapa de cuenca de antepaís

- Ambientes Continentales
- Ambientes marinos someros
- Ambientes marinos profundos
- Ambientes volcánicos
- Hemigrábenes

piroclásticos interdigitados con sedimentos psefíticos y en algunos casos pelíticos que simultáneamente a su acumulación fueron afectados por estructuración en grabenes y hemigrabenos producto del régimen extensional de esta etapa. Además en este periodo se desarrolla la cuenca Marginal de Rocas Verdes con la apertura del Mar de Wedell en el sector sudoeste de la cuenca. Durante el Oxfordiano-Kimmeridgiano, se produce una transgresión producto de la actividad tectónica representada por la Formación Springhill (Dalziel, 1981; Biddle *et al.*, 1986).

La etapa de hundimiento termal comienza con el desarrollo de los depósitos transgresivos de la Formación Río Mayer la cual integra una espesa sucesión de plataforma marina, caracterizada por pelitas negras y margas alternantes. Esta unidad se extienden hasta el Albiano inferior (Richiano, 2012). Hacia el final de este ciclo, Aptiano inferior-Albiano, en el sector norte y este de la cuenca, se desarrolló un gran sistema deltaico, denominado Formación Piedra Clavada y su equivalente homólogo en el área de lago San Martín, Formación Kachaike.

La última etapa se inicia a mediados del Cretácico por el pasaje a un contexto de esfuerzos compresivos y se prolonga hasta el Neógeno (Ramos *et al.*, 1982; Biddle *et al.*, 1986; Wilson, 1991; Spalletti y Franzese, 2007, Varela, 2011; Varela *et al.*, 2012). La compresión produjo el desarrollo de una faja plegada y corrida a la que se le asocia, en su margen este, una cuenca de antepaís, la Cuenca Austral de antepaís (Biddle *et al.*, 1986; Kreamer *et al.*, 2002; Ghiglione *et al.*, 2014). Entre el Cenomaniano medio y el Coniaciano inferior (96-84 Ma) se desarrolló un evento de deformación, el cual estaría relacionado con el cierre de la cuenca de Rocas Verdes (Ramos *et al.*, 1982; Biddle *et al.*, 1986). Asimismo este evento de deformación es coincidente con la máxima actividad magmática registrada en el Batolito Patagónico a los 98 Ma (Ramos *et al.*, 1982; Ramos, 2002; Bruce *et al.*, 1991), que culminó con la colisión de una dorsal oceánica vinculada con la Adakita Puesto Nuevo, emplazada a los  $13,12 \pm 0,55$  Ma. (Ramos *et al.*, 2004).

El comienzo de la fase compresiva en la parte Norte de la Cuenca Austral está marcado por la progradación Oeste-Este de las facies fluvio-estuarinas de la Formación Mata Amarilla (Varela, 2009; Varela, 2011; Varela *et al.*, 2012). Este cambio también fue interpretado para el sector norte del Lago Viedma sobre la base de datos de paleocorrientes y cambios faciales en la Formación Lago Viedma (Canessa *et al.*, 2005). Por su parte, en Chile, en la región del Parque Nacional Torres del Paine y en el distrito Última Esperanza, la fase compresiva se encuentra en el pasaje de la Formación Zapata a la Formación Punta Barrosa (Wilson, 1991; Fildani *et al.*, 2003; Fildani y Hessler, 2005), la primera de ambiente marino de plataforma y la segunda de ambiente marino profundo. Dicho pasaje fue datado a través de circones detríticos, en una edad no mayor que  $101 \pm 1,1$  Ma (Fosdick *et al.*, 2011). Es en este periodo cuando se depositan las formaciones Cerro Toro y Alta Vista en la zona del lago Argentino.

Los siguientes episodios de deformación están relacionados con el ciclo Andino del cual se reconocen dos fases principales, una relacionada a la Orogenia eocena y la otra activa desde el Oligoceno. Esta última es la responsable de la estructuración actual de la faja plegada y corrida y el alzamiento definitivo de la cordillera (Ramos, 2002; Kraemer *et al.*, 2002; Ghiglione *et al.*, 2014).

### 1.3 Antecedentes de las formaciones Cerro Toro y Alta Vista

Entre fines del siglo XIX y principios del siglo XX muchos investigadores naturistas como Darwin, Stainmann, Burmeister, Hauthal, Quensel, Windhausen identificaron en sus campañas exploratorias las secuencias sedimentarias que hoy se conocen como Formación Cerro Toro y Formación Alta Vista. Fueron en estas campañas donde se recolectó gran parte del material fósil el cual especialistas como Kurtz, Wilckens, Paulke, Favre, identificaron y utilizaron para ubicar estratigráficamente estas sedimentitas. Feruglio (1945) recopiló estas referencias y sumó gran número de hallazgos durante una extensa campaña exploratoria, la cual plasmó en Estudios Geológicos y Glaciológicos en la región del Lago Argentino (Patagonia) y más tarde (1949) en su Descripción Geológica de la



Patagonia. En estas publicaciones, este autor agrupó a las sedimentitas de edad cretácica del área de la Patagonia Austral en un gran complejo llamado Complejo Sedimentario Titoniano-Turoniano y lo dividió en dos secciones, una inferior a la que denominó Complejo arcillo-ftanítico, de edad mayormente cretácica inferior y una sección superior, Complejo arenisco-conglomerádico, de edad cretácica superior (Lámina 1.3a).

En 1973 Furque escribió la Descripción geológica de la hoja 58b, Lago Argentino y en ella denominó a los sedimentos de edad cretácica de esta zona como Formación La Unión (Aptiano- Albiano) y Formación Las Hayas (Santoniano superior) las cuales pertenecen a depósitos de *flysch* y sobre estos la Formación Anita (Campaniano- Maastrichtiano inferior) de origen marino de transición (Lámina 1.3b).

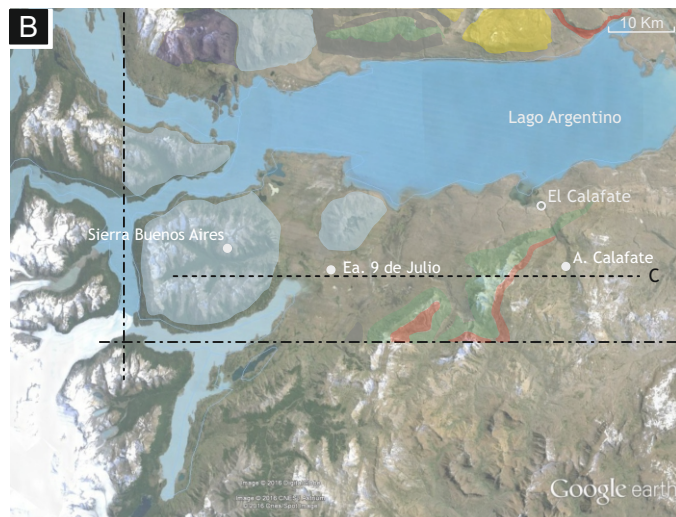
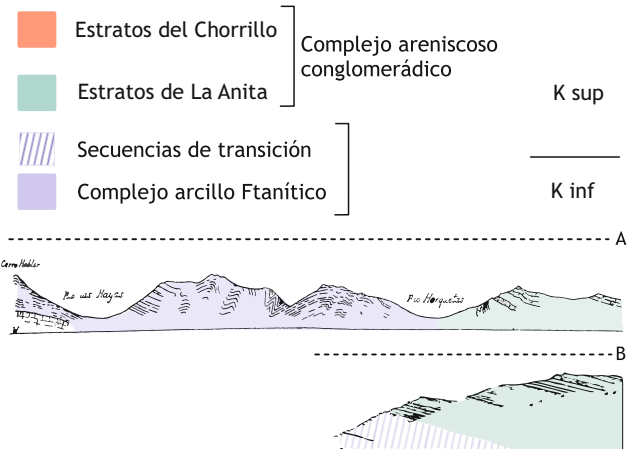
En 1980, Riccardi y Rolleri caracterizaron a estos depósitos en los alrededores del Lago Argentino como una potente sucesión pelítica con características de *flysch* denominándolos Formación Cerro Toro porque concuerda con los depósitos chilenos de la misma edad que habían definido allí Cecioni (1955) y Katz (1963). Además concordaron con los investigadores que trabajaron en Chile (Katz, 1963; Scott, 1966; Winn y Dott, 1979) en considerar a estos depósitos como facies de albardón y desbordamiento de un canal submarino (secuencias turbidíticas) y en incluir en esta formación al Conglomerado Lago Sofía (Cecioni, 1955) como las facies de depósitos del canal submarino y margen de canal asociadas que afloran al sur de la Laguna Tres de abril, (extremo austral del Brazo Sur del Lago Argentino).

Los autores que continuaron con los estudios de las sedimentitas cretácicas de la Cuenca Austral (Blasco *et al.* 1980; Sonino, 1982; Caminos, 1980; Ruso *et al.*, 1980, Arbe y Hecem 1984) tomaron la denominación de Formación Cerro Toro propuesta por Riccardi y Rolleri (1980) y el nombre de Formación Las Hayas de Furque (1973) quedó en desuso. No es así para el caso del Miembro Alta Vista (Furque, 1973) el cual no solo sigue en vigencia sino que además fue elevado al rango de Formación Alta Vista por Arbe y Hechem (1984). Más allá de las distintas denominaciones y jerarquías estratigráficas, estas sedimentitas

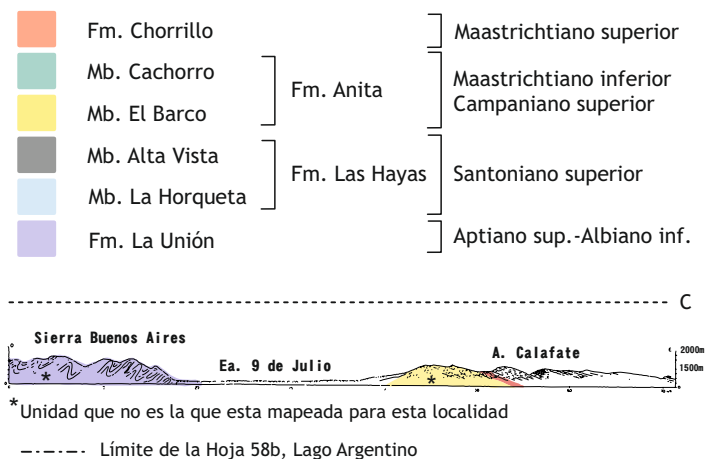
# Evolución del mapa geológico del Cretácico superior en los alrededores del Lago Argentino



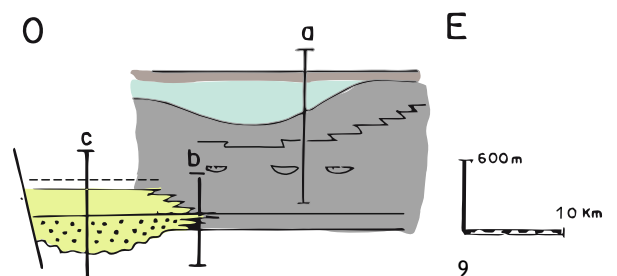
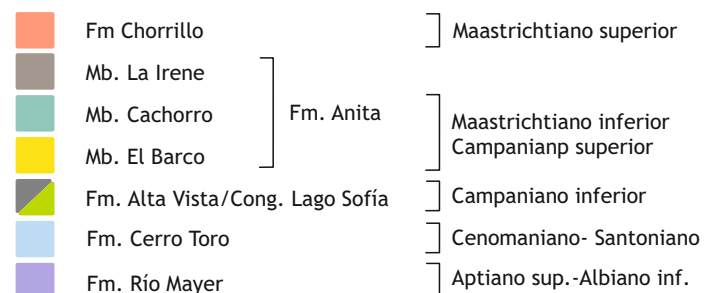
Feruglio, 1945-49



Furque, 1973



Arbe y Hechem, 1984-88



fueron consideradas por todos estos autores como depósitos turbidíticos de un ambiente marino profundo. Sin embargo, Poiré (2000) reconoció trazas fósiles que concuerdan con una icnofacies de *Cruziana* en las sedimentitas de la Formación Cerro Toro que afloran en los alrededores del Lago Argentino. Por lo que para dicho autor esta unidad corresponde a depósitos de plataforma marina, al menos en esta localidad. Este esquema paleogeográfico estaría en acuerdo con una somerización de ambientes, y un mayor levantamiento hacia el norte, como se discute en varios trabajos previos (Arbe y Hechem, 1984; Arbe *et al.*, 2002; Bernhardt *et al.*, 2011, Richiano *et al.*, 2012).

Los aportes focalizados en el estudio sedimentológico de estas unidades fueron los trabajos de Arbe (1980) y Arbe y Hechem (1984). Ellos realizaron un análisis de las facies sedimentarias y plantearon modelos depositacionales para las unidades de ambiente marinos profundos y de transición del cretácico superior de la Cuenca Austral (Lámina 1.3c). Dichos autores interpretaron que la Formación Cerro Toro constituye dos ciclos depositacionales correspondientes al desarrollo de un talud submarino de tipo agradacional y que la Formación Alta Vista sobreyace en paraconcordancia, la cual identificaron como un tercer ciclo depositacional independiente por lo que estos autores la elevaron de jerarquía. Este último ciclo correspondería a depósitos de un talud agradacional progradante, producto de una rápida caída relativa del nivel del mar durante el Campaniano temprano. Además concluyeron que el Conglomerado Lago Sofía corresponde a depósitos de un cañón submarino que conforma parte del tercer ciclo depositacional.

Por encima de la Formación Alta Vista, de manera concordante, apoyan los depósitos de la Formación Anita, asociados a la instalación de un complejo deltaico con el que finaliza el tercer ciclo depositacional (Arbe y Hechem, 1984).

En cuanto a los estudios estratigráficos-secuenciales se han postulado diferentes modelos para las unidades marinas correspondientes al lapso Cretácico superior. Kraemer y Riccardi (1997) correlacionaron información de subsuelo con datos de afloramiento y postularon que en el pasaje Albiano superior a Cenomaniano inferior se encuentra el límite estratigráfico entre la Formación Río

Mayer y la Formación Cerro Toro. A su vez, que este límite representa el paso de una etapa transgresiva a una regresiva correlacionándolo con los Subciclos Transgresivo Arroyo Potrancas y Subciclo Regresivo Piedra Clavada de Arbe (1986) respectivamente. En lo que respecta a las características litológicas en afloramientos, el inicio de esta etapa regresiva estaría representado por la aparición de niveles de areniscas de la Formación Cerro Toro sobre las pelitas negras de la Formación Río Mayer. Por otro lado Arbe (2002) postula que la parte cuspidal del miembro superior de la Formación Río Mayer formaría parte su Subciclo regresivo Piedra Clavada y no enteramente al Subciclo Transgresivo Arroyo Potrancas como propone Kraemer y Riccardi (1997).

Recientemente, Richiano (2012) presentó un nuevo modelo estratigráfico-secuencial para la depositación de la Formación Río Mayer, en donde propone que en la región de Río Guanaco, la sección superior de dicha unidad representa una tercera etapa regresiva (S3) asociada a la llegada de flujos turbidíticos con una frecuencia cada vez mayor provenientes de un sistema deltaico (Formación Piedra Clavada). Por arriba de estos afloramientos y de manera abrupta, desaparecen las areniscas y los depósitos se componen exclusivamente de pelitas negras. Este cambio notorio se debe a la profundización del ambiente y marcaría el paso de la Formación Río Mayer a la Formación Cerro Toro (Richiano, 2012).

En subsuelo las Formaciones Cerro Toro y Alta Vista se correlacionan con la unidad Palermo Aike superior (Russo y Flores, 1972). Rodríguez y Miller (2005) definieron seis sistemas petroleros posibles dentro de la Cuenca Austral en los cuales las formaciones Cerro Toro y Alta Vista forman parte tanto como roca sello, roca generadora y reservorio. Hoy en día las nuevas perspectivas de explotación de yacimientos no convencionales potencia el valor de estas unidades como posibles productoras de hidrocarburos. Estudios composicionales detallados en otras unidades de la Cuenca Austral (ej. Formación Río Mayer), han demostrado excelentes ajustes a los requerimientos para la explotación de *shales-oil/gas* (Richiano *et al.*, 2015).

## CAPÍTULO 2. ÁREA DE ESTUDIO Y METODOLOGÍA

---

### 2.1 Área de estudio

El área que comprende este trabajo de tesis se encuentra al suroeste de la ciudad de El Calafate, provincia de Santa Cruz, Argentina, entre los paralelos  $50^{\circ}9'S$  y  $50^{\circ}40'S$  y los meridianos  $72^{\circ}26'W$  y  $72^{\circ}55'W$  (Lámina 2.1). Esta región se encuentra dentro de la faja plegada y corrida de la Patagonia (Riccardi y Rolleri, 1980; Ghiglione *et al.*, 2009; Ghiglione *et al.*, 2014), por lo tanto gran parte de los afloramientos de las sedimentitas cretácicas presentan deformación estructural típica de este contexto tectónico. El grado de deformación aumenta hacia el este, desde un dominio estructural interno al oeste (Ghiglione *et al.* 2009). La Formación Cerro Toro se encuentra en el dominio occidental, con mayor plegamiento, lo que dificultó su estudio. Sin embargo, el estilo de deformación, dentro de láminas de retrocorrimiento que afecta a la Formación Alta Vista preserva las relaciones estratigráficas y los espesores originales. Por otro lado, el paisaje ha sido intensamente afectado por la acción glacial que tuvo lugar durante el Pleistoceno y que expone los excelentes y continuos afloramientos estudiados.

#### 2.1.1 Localidades relevadas

Las localidades seleccionadas para las tareas de mapeo, relevamiento de perfiles sedimentarios y muestreo son, de norte a sur, las siguientes: Cerro Horqueta, Cerro Frías, Desembocadura del Río Mitre, Barrancas de las estancias Anita y Alta Vista, Arroyo Cachorro y Estancia Nibepo Aike (Lámina 2.1).

- Cerro Horqueta (CH)

El Cerro Horqueta se ubica sobre la costa norte del Lago Argentino entre el Arroyo de Las Hayas y Arroyo Horqueta (Lámina 2.1). Se accede por la Ruta Provincial N° 19, la cual bordea la costa norte del Lago Argentino, pasando el casco de la Estancia San Ernesto. En este cerro afloran espesas secuencias de pelitas negras y areniscas finas intercaladas asignadas a la Formación Cerro Toro. Sus



## AREA DE ESTUDIO



## Lámina 2.1

### REFERENCIAS

- Ciudad
- 🏠 Estancia
- CH Localidades relevadas
- ~ Rios y arroyos
- RP15 Ruta Provincial
- 1 Ea. San Ernesto
- 2 Ea. Anita
- 3 Ea. Alta Vista
- 4 Ea. Chorrillo Malo
- 5 Ea. Nibepo Aike

mejores afloramientos se presentan en la mitad superior del cerro, mientras que en la parte basal sólo se observan en algunas quebradas (Figura 2.1). El Cerro Horqueta está ubicado dentro del dominio interno de la faja plegada y corrida (Kraemer *et al.*, 2002; Ghiglione *et al.*, 2014), donde la deformación tectónica está dominada por un intenso plegamiento por flujo flexural, y longitud de onda menor a los 100 m (Pizzio, 2009).



Figura 2.1. Ladera sur del Cerro Horqueta, Formación Cerro Toro.

- Cerro Frías (CF)

Este es un cerro solitario ubicado sobre la costa suroeste del Lago Argentino, a unos 20 km desde la ciudad de El Calafate, al cual se llega por la Ruta Provincial N° 11 (Lámina 2.1). Las secuencias sedimentarias que lo integran constituyen potentes espesores de pelitas negras con algunos bancos areniscas esporádicas pertenecientes a la Formación Alta Vista. Aunque este cerro también se ubica dentro del dominio interno de faja plegada y corrida (Kraemer *et al.*, 2002; Ghiglione *et al.*, 2014), la deformación no fue tan intensa como en el Cerro Horqueta dado que aquí la longitud de los pliegues es del orden de 1 km. (Pizzio, 2009).





Figura 2.2. Ladera sur del Cerro Frías, Formación Alta Vista.

- Desembocadura del Río Mitre (DRM)

Esta localidad se encuentra sobre la costa sureste de la Península de Magallanes, en las cercanías de la desemboca el Río Mitre (Lámina 2.1). Se llega por la Ruta Provincial N° 11, pasando unos pocos metros de la entrada al Parque Nacional Los Glaciares. Las espesas secuencias de pelitas y areniscas intercaladas de la Formación Cerro Toro que afloran en esta localidad están altamente deformadas y también forman parte del dominio interno de la faja plegada y corrida (Kraemer *et al.*, 2002; Ghiglione *et al.*, 2014) (Figura 2.4).

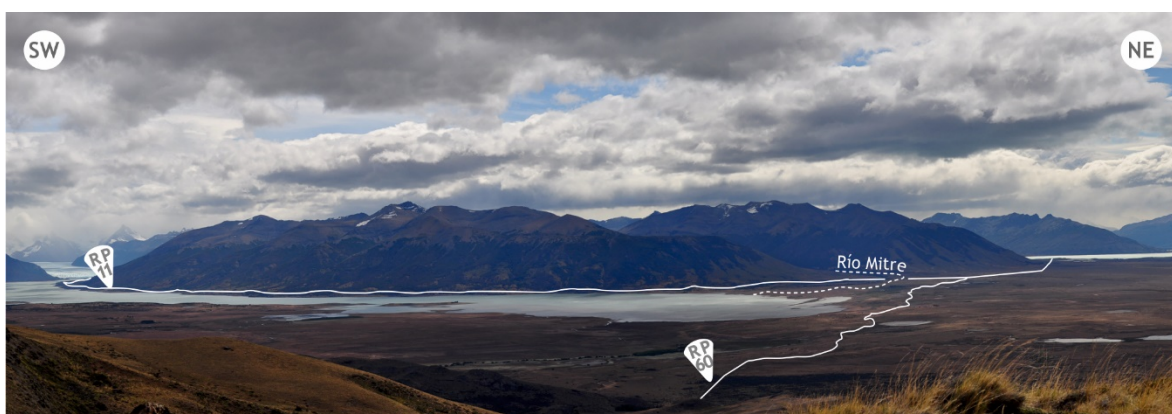


Figura 2.3. Ladera sur de la Península de Magallanes, Formación Cerro Toro.

- Barrancas de las estancias Anita y Alta Vista (AV)

Las Barrancas de las estancias Anita y Alta Vista son las localidades tipo de las unidades homónimas y constituyen unas serranías que corren en sentido noreste - suroeste, paralelas a la Ruta Provincial N° 15, al sur de la localidad de El Calafate (Lámina 2.1). En estas barrancas aflora una potente secuencia granocreciente de sedimentitas del Cretácico Superior. Estas barrancas se ubican dentro del dominio externo de la faja plegada y corrida cuyo estilo estructural está caracterizada por un suave monoclinal frontal y suaves pliegues desarrollados hacia el sector oriental (Kraemer *et al.*, 2002; Ghiglione *et al.*, 2014) (Figura 2.4).



Figura 2.4. Barrancas de las estancias Anita y Alta Vista. Localidad tipo de las unidades homónimas

- Arroyo Cachorro (AC)

El Arroyo Cachorro es un tributario del Río Centinela que corre en sentido sudoeste-noreste por detrás de las Barrancas de las estancias Anita y Alta Vista (Lamina 2.1). Sobre los meandros de este arroyo afloran las mismas secuencias que se ven al frente de las barrancas a excepción de la parte basal, Formación Alta Vista, que no llega a ser disectada (Figura 2.5).



Figura 2.5. Arroyo Cachorros, afloramientos de la Formación Anita.

- Estancia Nibepo Aike (NA)

Es la localidad más austral del área de estudio, se encuentra a 14 Km del límite con Chile (Lamina 2.1). Se accede por la Ruta Provincial N° 15, la cual finaliza justo en la entrada de la estancia. Este territorio se encuentra dentro del Parque Nacional los Glaciares. En esta localidad, las sedimentitas cretácicas de la Formación Cerro Toro afloran en el Cordón de los Cristales y sobre la costa oriental del Brazo sur del Lago Argentino (Figura 2.7). Al igual que las localidades Cerro Horqueta y Desembocadura del Río Mitre, estos afloramientos se encuentran dentro del dominio interno de la faja plegada y corrida de manera que presentan intensa deformación tectónica (Kraemer *et al.*, 2002; Ghiglione *et al.*, 2014).

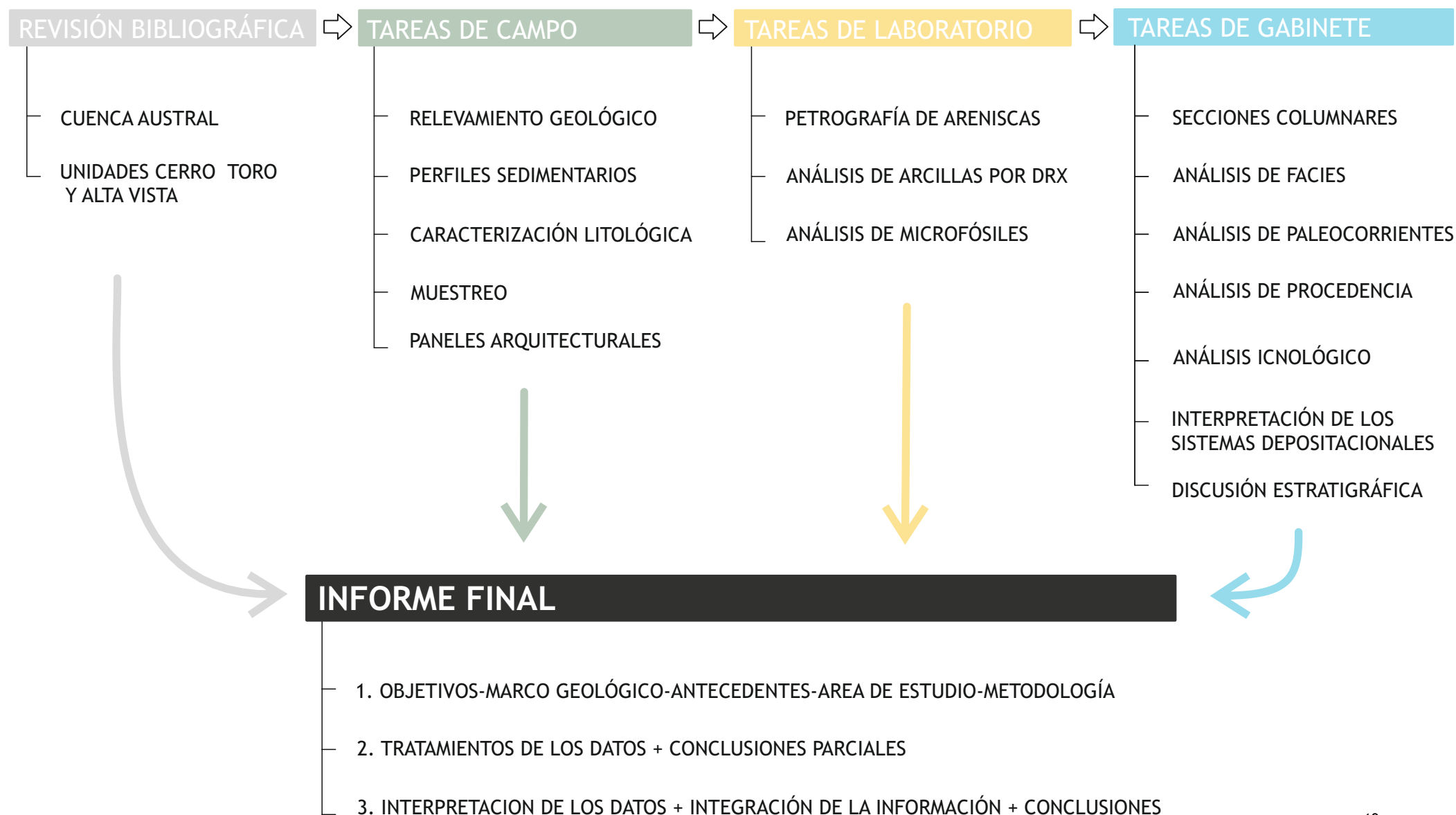




Figura 2.6. Afloramientos de la Formación Cerro Toro en la orilla oriental del Brazo sur del Lago Argentino. Arriba a la izquierda se eleva el Cordón de los Cristales.

## 2.2 Metodología

La metodología de este trabajo de tesis doctoral se basó principalmente en la recopilación de datos de campo de distinto tipo: mapeo de unidades, relevamiento de perfiles sedimentológicos y estratigráficos, caracterización litológica de escala mesoscópica y microscópica y caracterización composicional mineralógica (Lámina 2.2). Luego de un tratamiento aislado de cada grupo de datos (Capítulo 3, 4 y 5) se integró toda la información de manera de fortalecer la interpretación paleoambiental de las unidades sedimentarias objeto de estudio. Previamente a las tareas de campo se realizó una detallada revisión bibliográfica de los antecedentes publicados, tanto en aspectos sedimentológicos y estratigráficos de las formaciones Cerro Toro y Alta Vista, como de temáticas regionales con el fin de entender el rol de estas unidades en la dinámica de la cuenca. A continuación, se desarrolló una síntesis de la metodología utilizada para el estudio de las secuencias sedimentarias del Cretácico Superior al sur del Lago Argentino. Los aspectos específicos del tratamiento de cada grupos de datos



(análisis de facies, análisis petrográfico y análisis de las fracción arcilla) serán tratados en detalle al comienzo del capítulo correspondiente.

### 2.2.1 Revisión bibliográfica

En una primera instancia, se realizó una amplia recopilación bibliográfica tanto de los estudios focalizados en las Formaciones Cerro Toro y Alta Vista como en los de aspectos más amplios sobre de la Cuenca Austral como su estratigrafía, evolución tectónica, paleogeografía, sistemas petroleros. Con este material se logró tener un conocimiento de las distintas ideas postuladas hasta el momento sobre el contexto donde se originaron las unidades objeto de estudio. Sobre la base de esta información, se realizaron cuadros comparativos de las columnas estratigráficas según los autores que trabajaron en territorio argentino, además de la correlación con unidades en Chile y las unidades en subsuelo (Lámina 1.1, Lámina 9.1). Para incorporar un conocimiento geográfico y geológico de la zona de estudio se estudiaron los trabajos de mapeo previos como la Hoja Geológica 58b Lago Argentino e imágenes satelitales LANSAT 742 y de libre acceso (Google Earth®.) La revisión bibliográfica y el análisis de las imágenes satelitales sirvieron como punto de partida para ubicar las localidades a relevar durante las tareas de campo.

### 2.2.2 Tareas de Campo

Se realizaron cuatro campañas entre los meses de febrero-marzo de los años 2012 al 2015 las cuales alcanzaron un total de 80 días. Dentro de las tareas de campo, se llevaron a cabo distinto tipo de actividades. En principio se realizó el relevamiento de toda el área de estudio con el fin de recopilar la mayor cantidad posible de información sobre la distribución de la de las unidades objeto de estudio. Durante esta tarea se seleccionaron sobre la calidad de los afloramientos las estaciones que permitirían realizar tareas más detalladas como el levantamiento de perfiles sedimentológicos y muestreo sistemático. A continuación se detallan las diferentes tareas de campo.

- Relevamiento geológico del área de estudio

Durante esta tarea se distribuyeron estaciones de relevamiento geológico por toda el área de estudio. La ubicación de las estaciones de relevamiento fueron georreferenciadas mediante un equipo GPS y volcados en el programa *Google Earth*<sup>®</sup>. Estos puntos proporcionaron distintos grados de información y sobre la base de estos se clasificaron como (Lámina 2.3):

- Estaciones de afloramientos aislados
- Estaciones de secuencias tectonizadas
- Estaciones de secuencias ideales

Las estaciones de afloramientos aislados (Lámina 2.3a) corresponden a afloramientos pequeños y aislados que no presentaron suficiente continuidad vertical como para relevar perfiles estratigráficos ni sedimentológicos, pero si aportaron datos de actitud de las capas y se tuvieron en cuenta para el mapeo geológico. Las estaciones de secuencias tectonizadas (Lámina 2.3b) son puntos donde se encontraron extensas secuencias sedimentarias pero, presentaban tal deformación tectónica que su ubicación estratigráfica es dudosa aunque aportaron gran información sedimentaria. Por último, las estaciones de secuencias ideales son afloramientos donde se hallaron extensas sucesiones de las unidades cretácicas (Lámina 2.3c). En estas, se relevaron los perfiles sedimentológicos fácilmente correlacionables, perfiles estratigráficos y el muestreo sistemático.

Finalmente el mapeo de las unidades sedimentarias fue realizado sobre la información aportada por todas las estaciones de relevamiento luego del análisis integrado de la litología, composición, contenido fosilífero, asociaciones de facies sedimentarias y la comparación con las interpretaciones estratigráficas de los diferentes autores que trabajaron en el área.

# ESTACIONES DE RELEVAMIENTO GEOLÓGICO

Lámina 2.3

## A Estaciones de afloramientos aislados



- posicionamiento
- orientación de las capas
- descripción litológica
- muestreo

## B Estaciones de secuencias tectonizadas



- posicionamiento techo/base
- orientación de las capas
- perfiles sedimentológicos aislados
- descripción litológica
- muestreo sistemático

## C Estaciones de secuencias ideales



- posicionamiento techo/base
- orientación de las capas
- perfiles sedimentológicos correlacionados
- descripción litológica
- muestreo sistemático
- perfiles estratigráficos



- **Relevamiento de perfiles sedimentológicos**

En las estaciones con mejores afloramientos (en su mayoría estaciones de secuencias ideales y en menor medida estaciones de secuencias tectonizadas), se llevó a cabo el relevamiento en secciones columnares de las secuencias sedimentológicas. Para ello se tomaron la posición basal, la posición del techo y puntos intermedios de control mediante un GPS. El relevamiento de perfiles sedimentológicos se realizó mediante cinta métrica y brújula geológica. Se puso especial interés en el reconocimiento de los tipos litológicos, estructuras sedimentarias primarias y orgánicas, la geometría de los cuerpos y el tipo de superficies que limitan las unidades. Estas características fueron documentadas mediante fotografías digitales. Además, durante esta tarea se procuró tomar datos de paleocorrientes de todas las estructuras que lo permitiesen. Se levantaron nueve perfiles sedimentarios a escala 1:50 distribuidos en las localidades antes mencionadas.

- **Muestreo**

Durante las tareas de campo se tomaron sistemáticamente muestras litológicas. Estas fueron utilizadas posteriormente para una descripción detallada en laboratorio y se seleccionaron aquellas que se les haría corte petrográfico, difracción de Rayos X y las que serían enviadas a especialistas en microfósiles y nanofósiles.

- **Paneles arquitecturales**

En la localidad Barrancas de las estancias Anita y Alta Vista se realizaron fotomosaicos de los afloramientos para la realización de estudios arquitecturales. Uno de gran escala, el cual abarca gran parte de estas barrancas y otro de mayor detalle de los afloramientos de la base. Esta información fue tratada de manera conjunta con el análisis de facies y asociaciones de facies (Capítulo 4 y 5).

### 2.2.3 Tareas de Laboratorio

- Petrografía de areniscas

Se realizó un estudio petrográfico de las muestras de areniscas recolectadas con el fin de determinar la composición mineralógica, la textura y los tipos de cementos. Además se realizó el análisis estadístico de modas detríticas con el fin de clasificar los tipos litológicos y estudiar su procedencia. Las secciones delgadas las realizaron los técnicos especializados, Daniel Martire y Pablo García en el laboratorio de cortes delgados del Centro de Investigaciones Geológicas. Posteriormente fueron analizadas en el laboratorio de petrografía de la misma institución (Capítulo 8, Anexo 2).

- Análisis de arcillas por Difracción de Rayos X

Se realizó un estudio composicional de la fracción fina de las unidades estudiadas. Para ello se seleccionaron de las muestras recolectadas las que presentaban granulometrías entre arena muy fina a arcilla. Estas muestras fueron procesadas por los técnicos especializados, Pablo García y Cecilia Genazzi en el laboratorio de difracción de Rayos X del Centro de Investigaciones Geológicas. En total se analizaron 106 muestras recolectadas de los perfiles relevados (Capítulo 9, Anexo 3).

- Tratamiento del material fósil

De las muestras de material fino se seleccionaron algunas para el análisis de contenido de microfósiles y nanofósiles. El estudio de dinoflagelados lo realizó la Doctora Verónica Guller en el Laboratorio de palinología, INGEOSUR - UNS y el contenido de nanofósiles lo estudió el Doctor Juan Pérez Panera en el Laboratorio de Bioestratigrafía de YPF Tecnología S.A . Esta información constituyó una importante herramienta bioestratigráfica y paleoambiental (Capítulo 5, 6 y 7).

#### 2.2.4 Tareas de Gabinete

- Representación de las secciones columnares

Las secciones columnares relevadas durante las tareas de campo fueron representadas de manera gráfica en perfiles tipo Selley mediante el uso del programa de ilustración *Corel Draw*®. Esto permitió una rápida visualización de los datos de campo y se utilizó para el posterior análisis interpretativo. En cada uno de los perfiles se representó la información litológica, espesores, contactos, estructuras sedimentarias primarias y biogénicas, el contenido paleontológico y otros aspectos relevantes. Además se les agregaron tres columnas, una para la ubicación de las muestras, otra para las facies sedimentarias y otra para las asociaciones de facies sedimentarias (Anexo 1).

- Análisis de facies

Para la interpretación de los procesos sedimentarios vinculados a las unidades estudiadas, se utilizó el clásico análisis de facies sedimentarias (Capítulo 4, Anexo 1). En la identificación de cada facies sedimentaria se utilizó el tipo litológico y las estructuras sedimentarias primarias y orgánicas. Para la utilización práctica de esta información se elaboró un código de facies conformado por una o dos letras mayúscula que aluden a la litología y una o más letra minúscula que representan la estructura sedimentaria primaria o en algunos casos otro rasgo distintivo de la facies. Posteriormente, se procedió con el agrupamiento en asociaciones de facies que representen subambientes sedimentarios (Capítulo 5).

- Análisis de Paleocorrientes

Para la medición de datos de paleocorrientes se utilizó una brújula de tipo Brunton®. Estos datos se analizaron de manera estadística mediante la ecuación  $\tan\theta = \frac{\sum \sin \theta}{\sum \cos \theta}$ , para la obtención de la orientación del vector promedio, donde  $\theta$  es el valor angular de la paleocorriente. Para obtener un parámetro que indique el desvío estándar de los datos se calculó la intensidad del vector promedio mediante

la ecuación  $S = \frac{\sqrt{(\sum \cos \theta)^2 + (\sum \sin \theta)^2}}{n}$ . Para la interpretación paleoambiental de las paleocorrientes se trataron los datos separados por asociaciones de facies (Capítulo 6) y luego se realizó el análisis global del conjunto de paleocorrientes de los sistemas depositacionales (Capítulo 7).

- **Análisis de las estructuras sedimentarias orgánicas**

Se llevó a cabo el reconocimiento de las trazas fósiles presentes en los perfiles sedimentológicos. Las tareas se concentraron en la digitalización *in situ* de las trazas y su descripción detallada en el campo. La posterior asignación y análisis paleoambiental se realizó en gabinete. Esta información fue una importante herramienta para la caracterización e interpretación paleoambiental (Capítulo 6).

- **Interpretación de los sistemas depositacionales**

Este análisis formó parte de la etapa final del trabajo de tesis ya que para su realización se utilizó de manera integrada todo el conjunto de datos e interpretaciones obtenidos en las etapas previas del trabajo (Capítulo 4-6). Se realizaron esquemas tridimensionales hipotéticos de los subambientes y se analizó su dinámica y las relaciones espaciales entre ellos (Capítulo 7).

- **Discusión estratigráfica**

La identificación de las unidades estratigráficas formales fue el último paso de este trabajo de tesis. Se decidió trabajar de esta manera debido a la dificultad de unificar las concepciones estratigráficas de los distintos autores que trabajaron en el área de estudio. Para la asignación de las formaciones se realizó una detallada revisión de la evolución de la columna estratigráfica desde Feruglio (1945-49) hasta Arbe (2000). Finalmente se denominaron las unidades estratigráficas siguiendo las sugerencias del Código estratigráfico argentino, teniendo especial cuidado en despejar las controversias estratigráficas que han surgido a través de los años.

### 2.2.5 Informe final

Se realizó un informe sedimentológico de detalle de las unidades del Cretácico Superior aflorantes al sur del Lago Argentino. Este informe está estructurado en tres amplias secciones: la primera abarca los capítulos 1 al 3. En los dos primeros se presentaron los objetivos, el marco geológico, los antecedentes, el área de estudio y la metodología aplicada. En el Capítulo 3 se discutió la problemática estratigrafía y se planteó las denominaciones utilizadas. La segunda sección está integrada por los capítulos 4 al 9 en los cuales se presentó y analizó los datos de campo y laboratorio. Entre el Capítulo 4 y el Capítulo 7 se presentó el estudio sedimentológico en sentido progresivo en cuanto a la escala del análisis, partiendo desde los procesos sedimentarios, pasando por las unidades de acumulación hasta el análisis de los sistemas depositacionales. En los capítulos 8 y 9 se presentó el tratamiento de los datos de laboratorio, petrografía y Difracción de Rayos X, respectivamente. La tercera sección correspondiente al el Capítulo 10, esta estuvo dedicada a las interpretaciones paleogeográficas y el contexto geodinámico que tuvo lugar en esta región de la Cuenca Austral durante el Cretácico Superior. Por último, el Capítulo 11, comprende un punteo de las conclusiones parciales y finales a modo de síntesis.

### CAPÍTULO 3. DISCUSIÓN ESTRATIGRÁFICA

---

A lo largo de los estudios realizados en la Cuenca Austral se han enumerado diferentes propuestas estratigráficas. Si bien estas contribuciones proveyeron de robusta información sobre la cuenca devinieron en abundantes casos de sinonimia y controversias (Furque, 1973; Riccardi y Roller, 1980; Arbe y Hechem, 1984; Arbe, 1986; 2002; Macellari *et al.*, 1989, Kraemer y Riccardi, 1997, Varela, 2011; Richiano, 2012). Esta problemática es, posiblemente, producto de las grandes extensiones y numerosas unidades que abarcaron estos estudios. Por este motivo los trabajos más modernos se han abocado al estudio sedimentológico y estratigráfico detallado de las unidades de la Cuenca Austral con el fin de clarificar las disparidades y consensuar un cuadro estratigráfico regional (Poiré, 2002; Varela, 2011; Richiano, 2012; Richiano *et al.*, 2012; Varela *et al.*, 2012a; Richiano, 2013; Varela *et al.*, 2013).

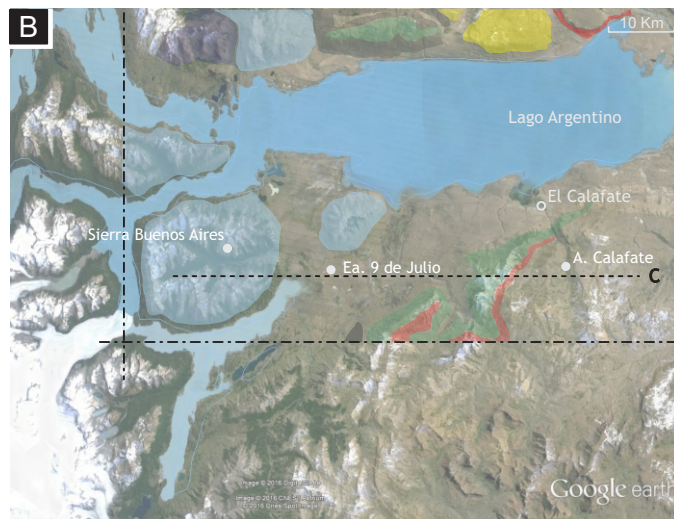
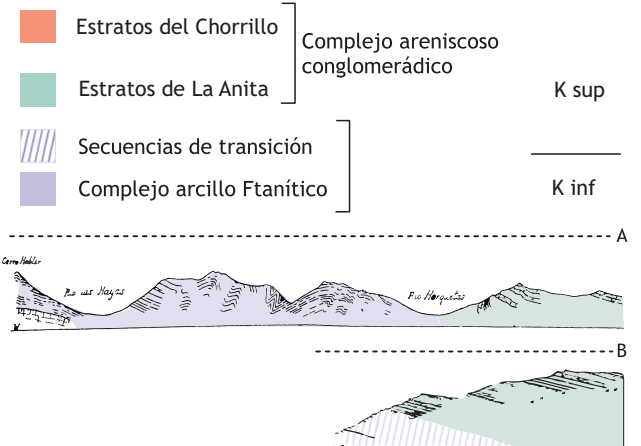
Como se muestra en la Lámina 3.1, el área que se encuentra al sur del Lago Argentino no es una excepción a la problemática estratigráfica. Con este contexto la identificación de las unidades formacionales en este trabajo de Tesis Doctoral fue hecha sobre la base del análisis sedimentológico, composicional y de evolución paleambiental tanto de las secciones relevadas en los perfiles sedimentológicos, como en estaciones de mapeo en los alrededores del área de estudio (capítulos 4 al 9).

Para la denominación de las unidades formacionales se tuvo en cuenta las descripciones litoestratigráficas de todos los autores que han trabajado en el área (Feruglio, 1945, 1949; Riccardi y Roler, 1980; Arbe, 1988; Arbe y Hechem, 1984a y b; Kraemer y Ricardi, 1997; Nullo *et al.*, 1999) dándole preponderancia a la primera denominación de la unidad como sugiere el Código de nomenclatura estratigráfico. A su vez se le dió especial atención a las observaciones e interpretaciones sedimentológicas y evolutivas de Arbe (1988) y Arbe y Hechem (1984a y 1984b) por ser las más desarrolladas.

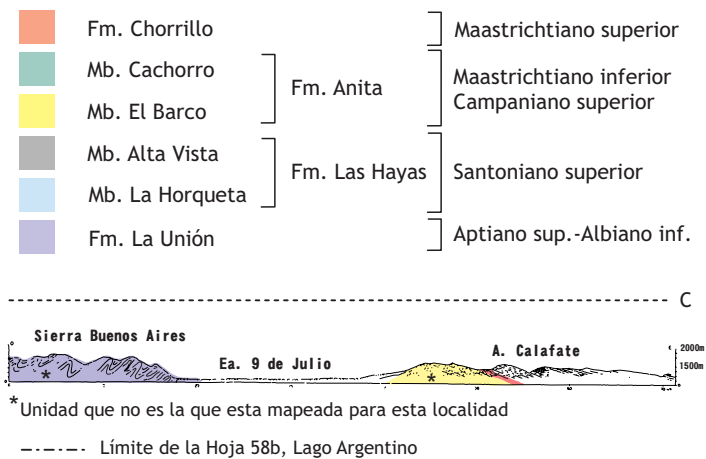
# Evolución del mapa geológico del Cretácico superior en los alrededores del Lago Argentino



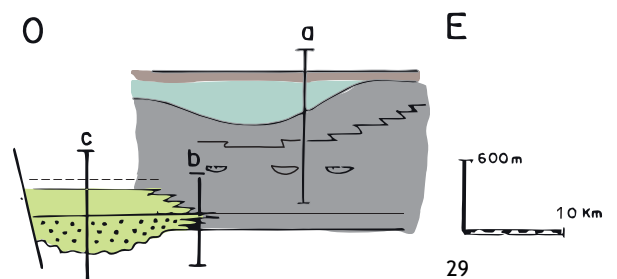
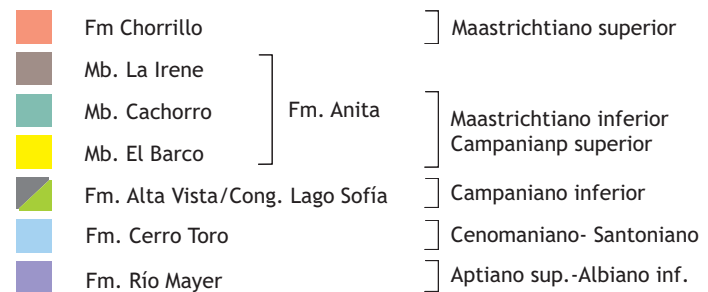
Feruglio, 1945-49



Furque, 1973



Arbe y Hechem, 1984-88



### 3.1 Unidades litoestratigráficas

#### 3.1.1 Formación Cerro Toro

##### Distribución

La Formación Cerro Toro (Ceccioni, 1955-1957; Katz, 1963; Riccardi y Rolleri, 1980) se desarrolla en una faja de orientación norte sur sobre el borde occidental del área de estudio (Lámina 3.2). Esta unidad fue identificada en los perfiles Cerro Horqueta (CH), Perfil Desembocadura del Río Mitre (DRM) y Perfil Nibepo Aike (NA) (Lámina 3.2).

Cabe mencionar que los afloramientos de ese sector fueron agrupados primeramente por Furque (1973) bajo el nombre de Miembro Horqueta (parte inferior de su Formación Las Hayas) (Lámina 3.1b). Fueron Riccardi y Rolleri (1980) quienes le adjudican a estos afloramientos del lado argentino, el nombre de Formación Cerro Toro (Cecioni, 1955-1957) debido a su similitud litológica y posición estratigráfica con los depósitos que se ubican en territorio chileno bajo este mismo nombre. La denominación de Riccardi y Rolleri (1980) fue tomada por la comunidad científica mientras que la de Furque (1973) quedó en desuso.

##### Aspecto litológico general

La Formación Cerro Toro está caracterizada por una espesa secuencia de estratos tabulares delgados de fangolitas negras y areniscas finas gris claro a blanquecinas, intercaladas en secuencias cíclicas (Lámina 3.3e y f). En ellas son frecuentes los restos de inocerámidos y en menor medida de belemnites. Además es abundante el contenido de pequeñas briznas vegetales. La asociación icnológica es variable, pero por lo general presentan trazas de organismos detritívoros oportunistas, asociados a la Icnofacies *Cruziana* distal.

Esta unidad posee en toda su extensión una intensa deformación tectónica, conformando complejos pliegues y corrimientos (lámina 3.3c-e). Si bien estas sedimentitas conservan sus estructuras y rasgos sedimentarios, presentan también



# Distribución y estratigrafía de las unidades del Cretácicas Superior en los alrededores del Lago Argentino

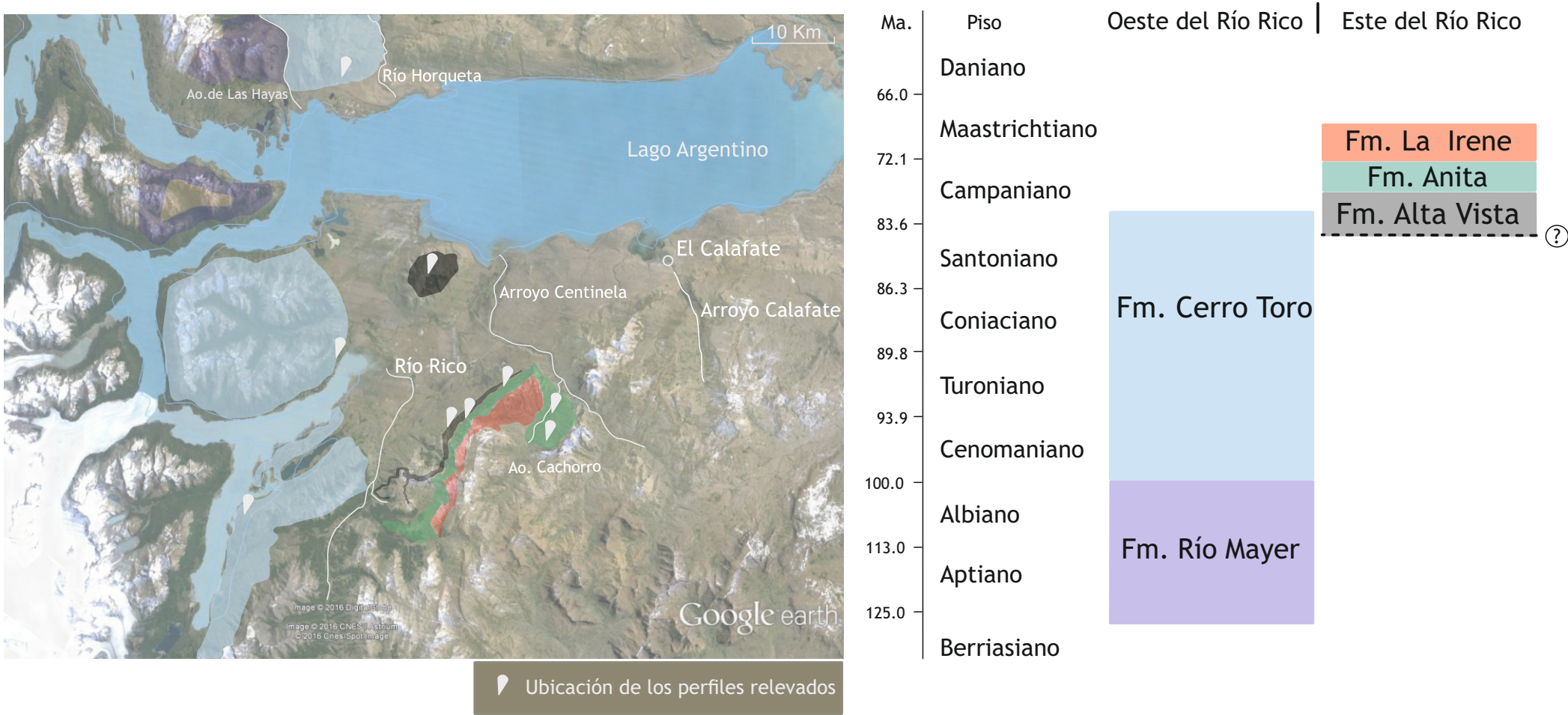


Lámina 9.2



# FORMACIÓN CERRO TORO

Lámina 3.3



A. Vista hacia el noreste de la FORMACIÓN CERRO TORO en el Cerro Horqueta. B. Detalle del Perfil Cerro Horqueta.

CH Traza del Perfil Cerro Horqueta



Afloramientos de la FORMACIÓN CERRO TORO a orillas del Brazo Sur del Lago Argentino (Estancia Nibepo Aike). C. Vista hacia el sur, B-C. Vista hacia el norte.

N Traza del Perfil Nibepo Aike

DM Ubicación Perfil Desembocadura del río Mitre (Península de Magallanes)



algunos caracteres metamórficos de bajo grado como alta dureza y brillante sedoso (Lámina 3.3b, c y f).

### Edad y relación con las unidades limitantes

La edad de la Formación Cerro Toro en territorio argentino ha sido asignada sobre la base de su fauna de moluscos, principalmente inocerámidos y amonites (Feruglio, 1945; Leanza 1967a; Furque, 1973; Riccardi y Rolleri, 1980; Arbe y Hechem, 1984; Kraemer y Riccardi, 1997). Según su bioestratigrafía la Formación Cerro Toro abarca el lapso Cenomaniano inferior-Campaniano inferior.

Dataciones absolutas por el método U/Pb en zircones detríticos y en tobas intercaladas se han realizado en los afloramientos chilenos (véase una compilación de edades en Berndhardt *et al.*, 2012). Estos datos dan un lapso de depositación máxima entre el Cenomaniano-Santoniano, coincidente con la edad propuesta tomando en cuenta los pisos bioestratigráficos detectados tanto en Argentina como en Chile.

Si bien la relación con la unidad suprayacente estudiada, Formación Alta Vista, no pudo ser reconocida, queda clara su posición estratigráfica teniendo en cuenta los pisos bioestratigráficos. Por otro lado, en Chile, si se puede reconocer los contactos (Cecioni, 1957; Winn y Dott, 1979; Shultz y Hubbard, 2005; Hubbard *et al.*, 2008; Bernhard et al., 2011).

### 3.1.2 Formación Alta Vista

#### Distribución

La Formación Alta Vista (Furque, 1973; Arbe y Hechem, 1984a y b) presenta un desarrollo en sentido norte sur dentro del sector central del área de estudio, (Lámina 3.2). Debido a su naturaleza predominantemente pelítica, los afloramientos son muy localizados y restringidos a escarpas de deslizamiento en la zona más austral, a la altura de la Estancia Alta Vista (Perfiles AV1 y AV2) y a la parte superior del Cerro Frías (Perfil CF) (Lámina 3.2)

### Aspecto litológico general

Los depósitos de la Formación Alta Vista se caracterizan por conformar espesas secuencias de sedimentitas de grano fino, fangolitas y areniscas finas, negras o gris oscuro, intercaladas esporádicamente con bancos lenticulares inclinados (clinoformas) de areniscas finas amarillentas (Lámina 3.4a). Estos depósitos no presentan restos macrofaunísticos pero si algunas especies de dinoflagelados. Además son muy abundantes las briznas vegetales y las areniscas suelen presentar algunas trazas fósiles de organismos detritívoros y suspensívoros. Arbe y Hechem (1984a) definieron las litofacies “Pelitas negras”, “Margas y areniscas” y “Pelitas laminadas” en los depósitos negruzcos de grano fino y litofacies “Areniscas lenticulares” para los bancos lenticulares de areniscas amarillentas (clinoformas). Las capas de esta unidad presentan un leve buzamiento al sureste, de entre 8 y 15°.

### Edad y relación con las unidades limitantes

Furque (1973), Arbe y Hechem (1984) y Kraemer y Riccardi (1997) le han asignado a la Formación Alta Vista una edad Campaniano temprano y estos autores coinciden en que se presenta en pasaje transicional desde la Formación Cerro Toro. Sobre muestras tomadas del Perfil AV1 relevado en este trabajo de tesis doctoral se analizó el contenido microfaunístico de la Formación Alta Vista. La presencia de quistes de dinoflagelados en esta unidad arrojaron un lapso de edad entre Campaniano y Maastrichtiano (Detalles de la bioestratigrafía en el inciso 3.1.2.I). Sin embargo la base de la Formación Alta Vista no fue identificada en los afloramientos estudiados (Lámina 3.4a), de manera que este dato, no representa necesariamente, su límite temporal inferior. Por otra parte, siendo la edad de la unidad suprayacente, Formación Anita, de edad campaniana, se asume que la Formación Alta Vista está restringida al Campaniano sin extenderse hacia el Maastrichtiano.



## FORMACIÓN ALTA VISTA

Lámina 3.4



Afloramientos de la FORMACIÓN ALTA VISTA en las Barrancas de las estancias Anita y Alta Vista. A. Vista hacia el este. B. Vista hacia el noreste donde se ve el pasaje de la Fm. Alta Vista a Fm. Anita.



Traza del Perfil Alta Vista 1



### 3.1.2.I Bioestratigrafía sobre la base de quistes de Dinoflagelados de la Formación Alta Vista en las Barrancas de las Estancias Anita y Alta Vista

La edad de la Formación Alta Vista fue obtenida en base al estudio de quistes de dinoflagelados realizado por la Dra. Verónica Guler, sobre muestras procesadas del Perfil Alta Vista 1 (AV1) de este trabajo de Tesis Doctoral. La asignación del lapso temporal de dicha formación está basada principalmente en las primeras y últimas ocurrencias de *Odontochitina porífera*, *Nelsoniella aceras*, *Nelsoniella tuberculata* y *Xenikoon australis*.

*Odontochitnia porífera* tiene la primera ocurrencia entre los ca. 85 (Hemisferio Sur; Williams *et al.* 2004) y 84 Ma (Hemisferio Norte; Williams *et al.* 2004) y la última ocurrencia a los 71 Ma (Hemisferio Norte; Williams *et al.* 2004). La primera ocurrencia de *O. porífera* marca la base de la Zona O. porífera de Helby *et al.* 1987 asignada al Santoniano temprano. La última ocurrencia de *O. porífera* fue considera en Nueva Zelanda en el Campaniano terminal (Roncaglia *et al.* 1999) y marca el techo de la zona de *O. porífera* de Wilson 1984 (= *O. porífera* Superzona de Schioler y Wilson 1998) y la base de la Zona de *Alterbidinium acutulum* de Wilson 1984 en Nueva Zelanda. La última ocurrencia de *O. porífera* se ha registrado en el Campaniano medio bajo de Australia (e.g. Helby *et al.* 1987) y en el Campaniano superior de Antártida (e.g. Askin 1988; Askin *et al.*, 1991). Sin embargo, asociaciones con *O. porífera* en la Antártida (James Ross Island) fueron asignadas al Campaniano tardío - Maastrichtiano temprano (e.g. Pirrie *et al.* 1997) y Mao y Mohr (1997) registra la última ocurrencia de la especie en el Maastrichtiano en el océano Austral.

La primera ocurrencia de *Nelsoniella aceras* marca la base de la zona australiana homónima asignada al Santoniano tardío - Campaniano temprano y al igual que *Nelsoniella tuberculata*, el rango estratigráfico se extiende hasta el techo de la zona de *Xenikoon australis* asignada al Campaniano temprano (Helby *et al.*, 1987).

La primera ocurrencia de *X. australis* marca la base de la zona homónima (Campaniano temprano; Helby *et al.*, 1987) y aparece en el Campaniano

tardío en el Océano Índico austral (Hole 748C) ODP; Mao y Mohr, 1992). En Nueva Zelanda, Roncaglia *et al.* (1999) registran la especie desde el Campaniano temprano a medio hasta el Maastrichtiano y en el Océano Índico se registra a partir del Campaniano tardío Mao y Mohr (1992).

Por lo tanto, la co-existencia de estas cuatro especies diagnósticas sugieren para este tramo de la Formación Alta Vista una edad no más antigua que Campaniano y no más joven que Maastrichtiano temprano.

### 3.1.3 Formación Anita

#### Revisión estratigráfica

Los afloramientos de la Formación Anita (Bianchi, 1967; Leanza, 1972; Furque, 1973; Arbe y Hechem 1984; Manassero, 1988; Manassero *et al.*, 1990) se extienden en una faja noreste suroeste en las barrancas que se ubican por detrás de las estancias Anita y Alta Vista (Lámina 3.2).

Furque (1973) dividió a la Formación Anita en dos miembros, denominados El Barco y Cachorro (Lámina 3.1b). Luego, Arbe y Hechem (1984) identificaron dos miembros más (Lámina 3.1c), La Asunción y La Irene, sobre el reconocimiento de diferencias ambientales y evolutivas y redefinieron la distribución de las unidades planteadas por Furque (1973).

En su trabajo, Furque (1973) describió que el Miembro El Barco se halla distribuido en el borde septentrional del Lago Argentino así como también al sur, en la base de las barrancas entre las estancias Anita y Chorrillo Malo, aunque esta información presenta controversias tanto en su mapa como en sus perfiles geológicos (Lámina 3.1b). Por otra parte, Arbe y Hechem (1984) interpretaron que esta unidad se distribuye solo al norte del Lago Argentino y omitieron la aclaración de Furque (1973) sobre las localidades en la zona austral (Lámina 3.1c). Controversialmente estos autores señalaron luego, que la “Facies F” del Miembro El Barco se encuentra representada por 50 metros de sucesión aflorantes solamente, al sur del Lago Argentino.

Con respecto al Miembro Cachorro, Furque (1973), señaló que se trata de una sucesión de ambiente transicional que aflora tanto al norte como al sur del Lago Argentino (Lámina 3.1b). En su trabajo Arbe y Hechem (1984b) restringieron este miembro a los afloramientos que se encuentran solamente al sur del Lago Argentino a lo largo de las Barrancas de las Estancia Anita y Alta Vista (Lámina 3.2c).

El Miembro La Irene propuesto por Arbe y Hechem (1984) (Lámina 3.1c), fue posteriormente reasignado por Macellari *et al.*, 1989 como Formación La Irene. El cuarto miembro de la Formación Anita propuesto por Arbe y Hechem (1984), Miembro La Asunción, se distribuye solo en el área norte del Lago Argentino.

En este trabajo de Tesis doctoral se ha decidido referirse a los afloramientos que se extienden a lo largo de las Barrancas de las estancias Alta Vista y Anita, y que apoyan en concordancia sobre la Formación Alta Vista, como Formación Anita sin discriminar miembros. De esta manera se evitará contribuir a la problemática planteada en esta revisión estratigráfica, hasta no sea resuelta la correlación al norte y sur del Lago Argentino, de los Miembros de la Formación Anita.

### Distribución

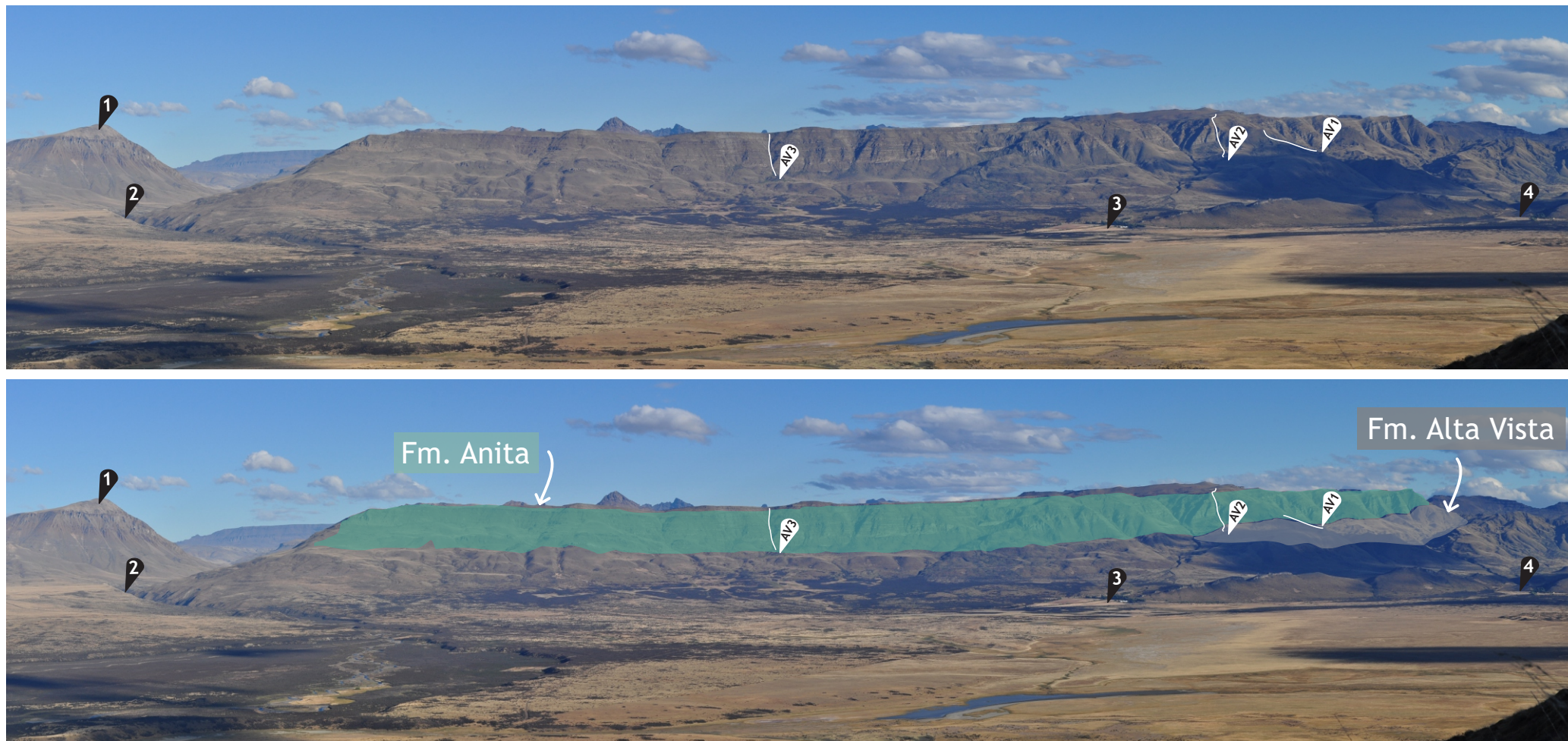
Los afloramientos de la Formación Anita se extienden a lo largo de las Barrancas de las estancias Anita y Alta Vista y por detrás de estas a ambos márgenes del Arroyo Cachorro (Lámina 3.2, Lámina 3.5). Esta unidad fue identificada en el tope del Perfil Alta Vista 1 (AV1), en la sección media y superior del Perfil Alta Vista 2 (AV2), y abarca enteramente los perfiles Puesto Horacio (PH) y Arroyo Cachorro (AC).

### Aspecto litológico general

Las sedimentitas de esta unidad integran una secuencia granocreciente la cual se puede dividir arbitrariamente en tres intervalos litológicamente distintivos.

El intervalo basal está integrado por estratos tabulares de entre 0,70 a 1,5 metros de espesor, de areniscas gris violáceas, normalmente masivas o con laminación horizontal, e intercaladas entre intervalos de sedimentos finos





Afloramientos de la FORMACIÓN ANITA (Perfil AV2 y AV3), en las Barrancas de las estancias Anita y Alta Vista (vista al suroeste desde el Cerro Frías).

1 Cerro Moyano

3 Ea. Anita

AV1 Traza del Perfil Alta Vista 1

AV3 Traza del Perfil Alta Vista 3

2 Río Centinela

4 Ea. Alta Vista

AV2 Traza del Perfil Alta Vista 2

fangolíticos y heterolíticos grisáceos. Estos depósitos presentan una gran cantidad de briznas vegetales y muy pocos restos de bivalvos. Una característica saliente es la presencia de niveles con trazas fósiles marinas, compuestas principalmente, por los icnogéneros *Rhizocorallium*, *Ophiomorpha* y *Thalassinoides*. Estas estructuras orgánicas fueron descritas primeramente por Feruglio (1945-49) en la base del “Complejo Arenoso Conglomerádico” (Estratos de la Anita) donde prematuramente las había interpretado como estructuras producidas por anélidos. Estos depósitos se corresponden con los descritos por Arbe y Hechem (1984) como Litofacies A, B, y D de la Formación Anita.

El intervalo medio está integrado por una sucesión de estratos amalgamados de areniscas finas a medianas amarillentas, que en conjunto, forman grandes cuerpos lenticulares. Internamente domina la estratificación entrecruzada tangencial y en artesa, y presentan algunas superficies canaliformes. Estos depósitos presentan abundante material fitodetrítico y estructuras orgánicas de *Ophiomorpha*, *Thalassinoides* y *Rhizocorallium*. Este intervalo podría coincidir con las Facies C y K por Arbe y Hechem (1984).

El intervalo superior de esta unidad está caracterizado por bancos de areniscas medianas a gruesas y conglomerados amarillo-anaranjados, intercalados entre espesos intervalos de pelitas y areniscas finas gris verdosas. Los bancos de areniscas y conglomerados presentan internamente estructuras entrecruzada en artesa de gran escala y en menor medida son masivos. Además poseen superficies canalizadas y restos de tallos de gran tamaño y troncos. Las Facies E, K<sub>2</sub>, J, LL descritas por Arbe y Hechem (1984) parecen coincidir con los depósitos de este intervalo.

### Edad y relación con las unidades limitantes

Los límites temporales de la Formación Anita no están exactamente definidos hasta el momento, pero la mayoría de los autores la sitúan, sobre la base de su contenido fosilífero (restos de bivalvos y amonites) y posición estratigráfica, dentro del Campaniano (Feruglio, 1945-49; Furque, 1973; Riccardi y Rolleri, 1980; Riccardi, 1983; Arbe y Hechem, 1984; Kraemer y Riccardi, 1997).

La base de la Formación Anita se registró en los perfiles AV1 y AV2. En estos se observa el pasaje concordante y transicional desde la Formación Alta Vista. Por su parte el techo se identificó en los perfiles AV2, AV3 y PH, al igual que su límite inferior, éste es de tipo concordante y transicional con los depósitos de la Formación Irene.

## CAPÍTULO 4. ANÁLISIS DE FACIES SEDIMENTARIAS

---

### 4.1 Metodología

A partir de los perfiles sedimentológicos relevados en el campo se definieron y describieron en detalle las facies sedimentarias presentes. Éstas fueron definidas sobre la base de la litología, las estructuras sedimentarias primarias y estructuras sedimentarias orgánicas (trazas fósiles). Se utilizó un código de facies estructurado de la siguiente manera (Código de facies en el Anexo 1): una o dos letras mayúsculas que hacen referencia a la litología y una o más letras minúsculas que aluden al color, a estructuras sedimentarias mecánicas y/o a estructuras sedimentarias orgánicas. El análisis del contenido icnológico se desarrolló en el Capítulo 6. En el Anexo 1 se mostraron las facies sedimentarias presentes en las secciones columnares de los perfiles relevados.

A continuación se describen e interpretan las facies sedimentarias identificadas en las formaciones Cerro Toro, Alta Vista y Anita en la región al sur del Lago Argentino.

### 4.2 Facies sedimentarias de la Formación Cerro Toro

#### 4.2.1 Facies de Fangolitas negras masivas (Fnm)

##### Descripción

Esta facies está conformada por fangolitas de colores gris y negro masivas (Lámina 4.1). Su espesor total varía entre 1 y 30 cm. Las bases se presentan tanto como contactos netos y, en menor medida, transicionales a diferencia de los topes que siempre son netos. La geometría de las capas es tabular y de gran continuidad lateral (decenas de metros de longitud). Presentan entre componentes detríticos altos contenidos de material vegetal.

En los perfiles DRM y NA, estas facies contienen concentraciones de valvas o moldes de inocerámidos y belemnites (Lámina 4.1a). Las valvas de las de



## Facies de Fangolitas negras masivas (Fnm)

### Subfacies Fnm1



Vista de perfil de la facies Fnm1 con valvas de inocerámidos (tapa de objetivo: 5 cm). Formación Cerro Toro, Perfil DRM.

### Subfacies Fnm2



Vista del techo de la facies Fnm2 con alto grado de bioturbación (moneda: 2,4 cm). Formación Cerro Toro, Perfil NA.

inocerámidos se encuentran desarticuladas, con algunos rasgos de fragmentación, abrasión y fracturas *in situ*. Las valvas de belemnites se presentan completas, sin signos de abrasión, pero con color blanquecino pálido y no conservan los anillos de crecimiento.

Estas facies presentan dos variedades de acuerdo a la presencia o la ausencia de trazas fósiles. Una subfacies denominada Fnm<sub>1</sub> (Lámina 4.1a) la cual no presenta rasgos de bioturbación y otra Fnm<sub>2</sub> (Lámina 4.1b) la cual presenta estructuras orgánicas como *Palaeophycus* y *Thalassinoides*.

### Interpretación

Esta facies se interpreta como producto de decantación rápida y homogénea de material pelítico a partir de una suspensión (Collinson *et al.*, 2006). Debido a la presencia de fósiles marinos, la facies de Fnm puede asociarse a estadios póstumos de la depositación de corrientes turbidíticas o por decantación hemipelágica (División E de la secuencia de Bouma; Bouma, 1962; Posamentier y Walker, 2006). Por otro lado, también pueden ser producto de la decantación a partir de suspensiones de plumas hipopícnas fluviales (Battacharya, 2006). Los altos contenidos de briznas vegetales sugieren una conexión con una fuente terrestre, soportando la hipótesis de los flujos hipopícnos.

El estado de las valvas de inocerámidos presenta evidencias de retrabajo, mientras que las fracturas *in situ* evidencian fragmentación por deformación tectónica. Las valvas de belemnites, de color blanco pálido y con ausencia de anillos de crecimiento, indican alto grado de alteración diagenética (Li *et al.*, 2013).

#### 4.2.2 Facies de Fangolitas y Areniscas con laminación horizontal (FAIh)

##### Descripción

Esta facies está conformada por intercalaciones muy delgadas de fangolitas y areniscas muy finas de colores grisáceos (Lámina 4.2). Las capas individuales no superan el milímetro de espesor y el conjunto de láminas conforma estratos de



## Facies de Fangolitas y areniscas con laminación horizontal (FAlh)



Vista de perfil de la facies FAlh, las flechas indican algunos rasgos de bioturbación. En la base se observan las superficies erosivas por el truncamiento de las estructuras del nivel subyacente (lupa: 3 cm). Formación Cerro Toro, Perfil CH.



Vista del techo de la facies FAlh con trazas fósiles de *Thalassinoides* (moneda: 2,4 cm). Formación Cerro Toro, Perfil NA.



entre 4 y 10 cm. La geometría es tabular de larga extensión lateral (decenas de metros de longitud) y los contactos son netos con bases erosivas, evidenciado por el truncamiento de estructuras sedimentarias infrayacentes, p. ej. Laminación entrecruzada por debajo (Lámina 4.2a). Esta facies presenta moderado a alto grado de bioturbación conformado por trazas en galería como *Thalassinoides* (Lámina 4.2b) y otros tubos simples de como *Palaeophycus*, *Phycodes*, *Planolites* y *Teichichnus*.

### Interpretación

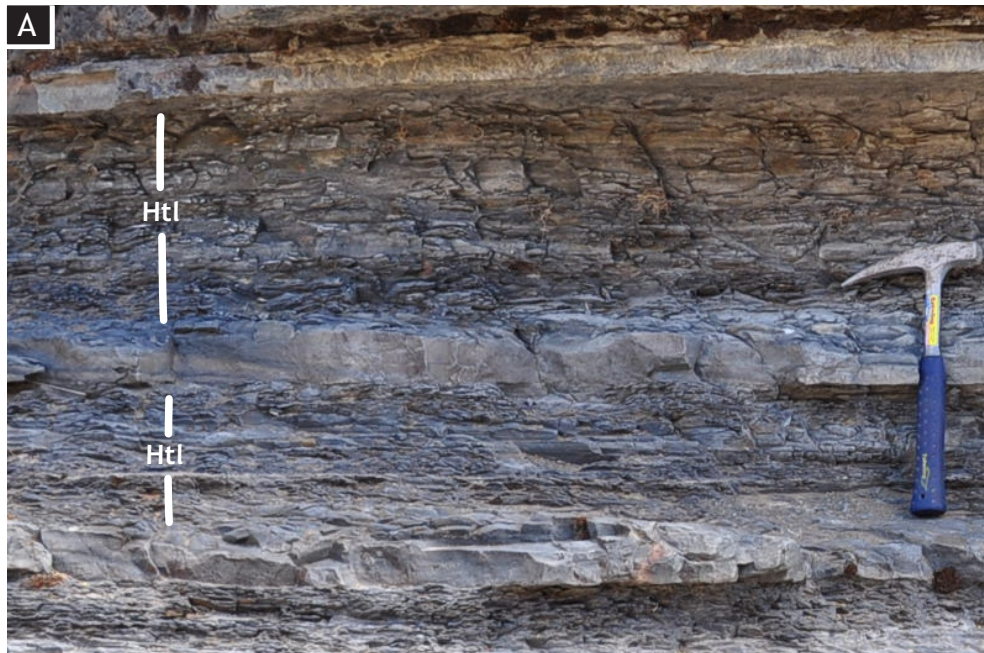
Esta facies puede deberse a dos procesos: por un lado, puede estar reflejando una depositación por suspensión desde plumas de sedimento en la columna de agua. Las fluctuaciones en el suministro de sedimento en suspensión permitiría la alternancia de capas de fangolitas y areniscas muy finas (Collinson et al., 2006). Por otro lado, podría estar reflejando depósitos de estadios póstumos o distales de corrientes turbidíticas (p. ej. División D de Bouma; Posamentier y Walker, 2006).

#### 4.2.3 Facies Heterolítica lenticular (Htl)

### Descripción

Esta facies está compuesta por intercalaciones delgadas (entre 1 mm y 2 cm) de limolitas negras masivas o laminadas y arenitas muy finas grises (Lámina 4.3a). Estas últimas son masivas y en algunos casos, presentan laminación entrecruzada tangencial simple, los estratos son generalmente discontinuos y contienen óndulas en el tope. La geometría de estos conjuntos heterolíticos es tabular de gran extensión lateral y de contactos netos. El espesor total de esta facies varía entre los 20 cm y 2 metros. En general presenta de alto a moderado grado de bioturbación con trazas en galerías de habitación o de alimentación. Los icnogéneros mayormente representados son *Planolites* y *Thalassinoides*.

## Facies Heterolítica lenticular (Htl)



Facies Htl (piqueta: 30 cm). Formación Cerro Toro, Perfil NA.

## Facies de Areniscas masivas (Am)



Facies Am con superficie basal erosiva, calcos de hoyo de flujo de gran escala (mitad de piqueta: 15 cm). Formación Cerro Toro, Perfil DRM.

## Interpretación

Los delgados niveles limosos serían producto de la decantación a partir de una suspensión (Collinson *et al.*, 2006) o depositados por corrientes gravitacionales muy diluidas con escasa concentración de material detrítico (zona de la *cola*; Bridge y Demicco, 2008). Los niveles arenosos podrían ser producto de corrientes turbidíticas algo más energéticas con mayor concentración de población traccional y movilización del material a través de la migración de óndulas (Bridge y Demicco, 2008).

### 4.2.4 Facies de Areniscas masivas (Am)

#### Descripción

Esta facies está conformada por areniscas muy finas a finas grisáceas, internamente masivas que se disponen en estratos delgados (promedio 1,5 cm) o gruesos (entre 20 a 70 cm) (Lámina 4.3b). Los estratos delgados tienen superficies basales netas sin rasgos de erosión y topes netos también. Los estratos gruesos presentan bases netas y erosivas, con hoyos de flujo de gran escala (40 cm de largo) (Lámina 4.3b). Los techos son netos y planos o en algunos casos pasan transicionalmente a facies Alet u Alh. Estas capas presentan geometría tabular de gran extensión lateral alcanzando decenas de metros. La facies Am contiene bajo a moderado grado de bioturbación de trazas fósiles en galerías y estructuras de alimentación detritívora como *Thalassinoides*, *Rhizocorallium* y *Ophiomorpha*.

#### Interpretación

Los estratos más espesos de areniscas masivas fueron transportados por flujos gravitacionales subácueos relativamente densos. La depositación está asociada al colapso desde la suspensión por desaceleración rápida del flujo, depositando su carga de manera instantánea (p. ej. División A de Bouma; Collinson *et al.*, 2006; Bridge y Demicco, 2008). Los intraclastos demuestran que hubo erosión del sustrato por carpeta tractiva en la parte basal de dichos flujos densos

(Bridge y Demicco, 2008). Por otro lado las capas delgadas estarían asociadas, probablemente, a corrientes turbidíticas distales (Posamentier y Walker, 2006).

#### 4.2.5 Facies de Areniscas con gradación normal (Agn)

##### Descripción

Esta facies se presenta en estratos de entre 5 y 15 cm de espesor, la base está compuesta por areniscas gruesas a muy gruesas que gradan normalmente a areniscas finas de color grisáceo (Lámina 4.4a). La gradación normal está dada por la de reducción del tamaño de la granulometría media (Collinson *et al.*, 2006). La geometría de estos estratos es tabular de varios metros de continuidad lateral.

##### Interpretación

Estos depósitos podrían ser producto de la depositación a partir de flujos gravitacionales subácueos con alta concentración de sedimento en suspensión y alta tasa de depositación (p. ej. División A de Bouma; Collinson *et al.*, 2006; Bridge y Demicco, 2008). La gradación normal evidencia que el flujo fue desacelerándose de forma que los granos más pesados se depositan antes que los más finos (Collinson *et al.*, 2006).

#### 4.2.6 Facies de Areniscas con laminación horizontal (Alh)

##### Descripción

Esta facies está conformada por areniscas muy finas a finas rosadas o grisáceas dispuestas en láminas delgadas a medianas (entre 0,5 y 1,5 cm) (Lámina 4.4b). Los planos de laminación están marcados por niveles con mayor concentración de material limoso. Estos estratos laminados tienen un desarrollo de 30 a 50 cm de espesor y su geometría es generalmente tabular. Presentan abundantes trazas fósiles de organismos infaunales como *Thalassinoides*, *Zoophycos*, *Rhizocorallium*, *Ophiomorpha*.

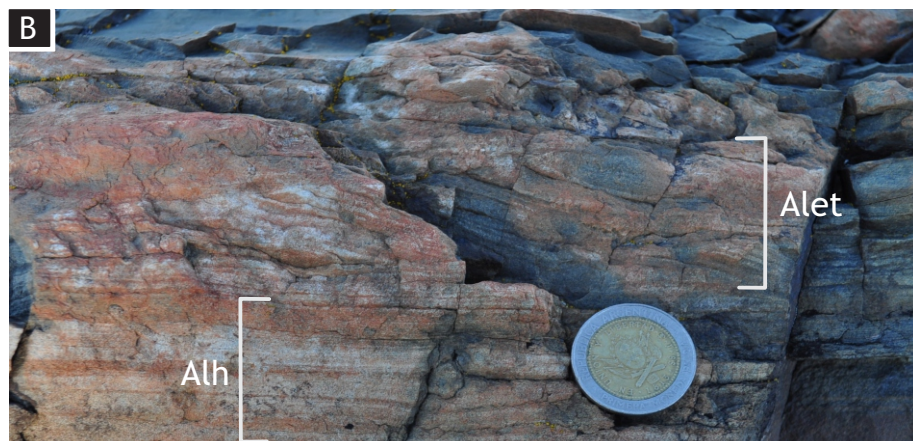


## Facies de Areniscas con gradación normal (Agn)



Facies Agn, estrato de geometría tabular (moneda: 2,4 cm).  
Formación Cerro Toro, Perfil DRM.

## Facies de Areniscas con laminación horizontal (Alh) y Facies de Areniscas con laminación entrecruzada tangencial (Alet)



Facies Alet, moneda: 2,4 cm. Formación Cerro Toro, Perfil NA.

## Interpretación

Esta facies está asociada a la depositación a partir de flujos gravitacionales subácueos que transportan el sedimento en fase de capa plana de alto régimen de flujo (p. ej. División B de Bouma; Collinson *et al.*, 2006; Bridge y Demicco, 2008). La tasa de depositación disminuye con respecto a la facies de areniscas masivas. Los delgados niveles limosos pueden deberse a segregaciones del material dentro del mismo flujo, donde el sedimento más fino viaja a mayor velocidad que el más grueso o que este se deposite por decantación durante cortas pausas producto de fluctuaciones en la energía del flujo (Collinson *et al.*, 2006).

### 4.2.7 Facies de Areniscas con laminación entrecruzada tangencial (Alet)

#### Descripción

Esta facies está conformada por estratos delgados de areniscas finas rosadas o grisáceas con laminación entrecruzada tangencial (Lámina 4.4b). Las capas presentan entre 10 y 15 centímetros de espesor y los contactos pueden presentarse tanto como límites netos o transicionales en la base, a diferencia de los del tope que siempre son netos. Normalmente esta facies se presenta en estratos aislados aunque en algunos casos puede presentar pasajes a Am o Alh y FAlh.

#### Interpretación

Esta facies evidencia el transporte tractivo de sedimento en flujos unidireccionales subácueos en régimen de migración de óndulas (Collinson *et al.*, 2006). En los casos que se ven asociado a otras facies de flujos subácueos unidireccionales puede sugerir variaciones en la velocidad y/o tasa de sedimentación de la corriente como el caso de las secuencias turbidíticas (Bridge y Demico, 2008; Posamentier y Walker, 2006).

#### 4.2.8 Facies de Areniscas con laminación entrecruzada de óndulas escalantes (Alec)

##### Descripción

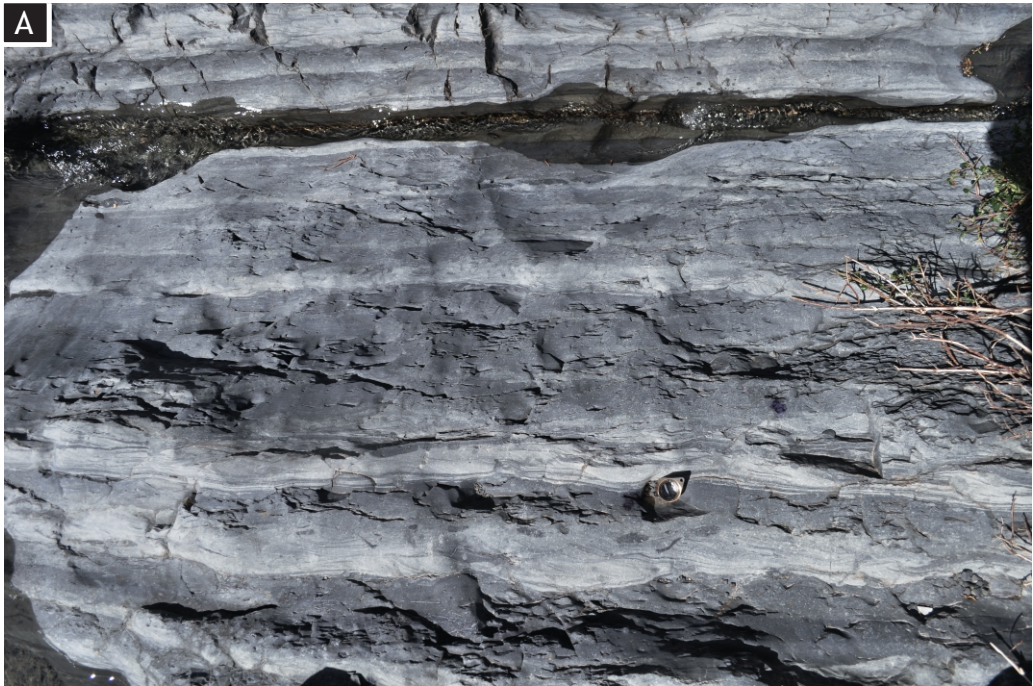
Esta facies está conformada por estratos de entre 2 y 6 cm de espesor dominados por areniscas finas a muy finas grisáceas con laminación entrecruzada de óndulas escalantes (Lámina 4.5). Entre los *sets* se presentan superficies de reactivación marcadas por láminas de fango de bajo ángulo o por superficies irregulares a cóncavas. Las superficies basales son netas e irregulares mientras que los topes pasan transicionalmente a facies de Fangolitas negras masivas (Fnm). Es frecuente la presencia de conjuntos de láminas con deformación sin-sedimentaria (laminación convoluta y calcos de carga) en la base de estas capas (Lámina 4.5b). Por otro lado, esta facies presenta abundante bioturbación conformada por *Planolites*, *Palaeophycus*, *Thalassinoides*, *Phycodes*, *Teichinus* (Lámina 4.5b).

##### Interpretación

Estos depósitos están asociados a la migración de material del lecho por flujos subácueos unidireccionales en régimen de óndulas 3D (Collinson *et al.*, 2006). Los *sets* de óndulas escalantes evidencian periodos de alta tasa de depositación como pueden ser las generadas por corrientes turbidíticas (p. ej. División C de Bouma). Las superficies de reactivación sugieren fluctuaciones en el régimen de flujo, donde cesa la migración de las óndulas por un tiempo relativamente largo (Collinson *et al.*, 2006; Bridge y Demicco, 2008). Las capas basales con laminación convoluta y calcos de carga son rasgos de rápida depositación de sedimentos con alto contenido de agua entre los poros. Esto refuerza la idea de haber sido originadas por corrientes turbidíticas ya que estos flujos descargan repentinamente el material que transportan de manera que los depósitos quedan saturados en agua (Bridge y Demicco, 2008).



## Facies de Areniscas con laminación entrecruzada de óndulas escalantes (Alec)



Facies Areniscas con laminación entrecruzada de óndulas escalantes intercalada con Facies de Fangolitas masivas. Las bases de los niveles arenosos son netas y los topes transicionales. (lupa de escala: 3 cm). Formación Cerro Toro, Perfil CH.



- Ejemplos de bioturbación.
- ⇒ Laminación convoluta asociada a las bases de Alec.
- ➔ Ejemplos de calcos de carga.

Detalle de la Facies Areniscas con laminación entrecruzada de óndulas escalantes. Presenta además estructuras sin deformacionales (laminación convoluta y calcos de carga). Es abundante el contenido de trazas fósiles. Formación Cerro Toro, Perfil CH.

#### 4.2.9 Facies de Areniscas con laminación entrecruzada monticular (Ahcl)

##### Descripción

Esta facies está conformada por areniscas grises muy finas con laminación entrecruzada de bajo ángulo y cuyos *sets* presentan geometría cóncava-convexa (Lámina 4.6). La escala de los montículos es de entre 2 y 4 cm de altura y 40 cm en promedio de longitud de onda. Los estratos tienen entre 6 y 30 cm de espesor, presentan límites netos y su geometría externa es tabular de decenas de metros de continuidad lateral. En algunos casos se presentan asociados estrechamente a las facies de Am, AFLh o Alh en arreglos verticales.

##### Interpretación

Estos depósitos son producto de la removilización de sedimento por flujos predominantemente oscilatorios (flujos combinados; Bridge y Demicco, 2008). Este tipo de flujos está asociado a periodos energéticos relativamente de corta duración como son los episodios de tormenta (Collinson *et al.*, 2006). El arreglo en secuencias con facies de Am, AFLh o Alh sugiere corrientes combinadas entre flujos unidireccionales turbidíticos con una componente oscilatoria como es el caso de las secuencias de Tempestitas (Posamentier y Walker, 2008).

#### 4.2.10 Facies de Areniscas con laminación convoluta (Alc)

##### Descripción

Esta facies está conformada por estratos de entre 10 y 20 cm de espesor de areniscas muy finas a finas grisáceas con laminación convoluta (Lámina 4.7a). Hacia los topes presentan mayor grado de deformación, con pliegues más cerrados y volcados. Las superficies basales son netas erosivas o transicionales desde areniscas con laminación entrecruzada tangencial. Los techos son siempre netos. La geometría externa de estos estratos es tabular de gran continuidad lateral (decenas de metros). Cabe mencionar aquí, por su origen común a las Facies Alc, que las secuencias de la Formación Cerro Toro se encuentran usualmente cortadas por diques clásticos de entre 15 y 30 cm de espesor y varios metros de longitud.



## Facies de Areniscas con laminación entrecruzada monticular (Ahcl)



Facies Ahcl (moneda: 2,4 cm). Formación Cerro Toro, Perfil NA.



Facies Ahcl (moneda: 2,4 cm). Formación Cerro Toro, Perfil NA.



## Facies de Areniscas con laminación convoluta (Alc)



Facies Alc (moneda: 2,4 cm). Formación Cerro Toro, Perfil NA.

## Facies de Fangolitas y areniscas con estratificación convoluta (FAec)



Facies FAec, las flechas indican pliegues sin-sedimentarios (persona: 1,6 m). Formación Cerro Toro, Perfil DRM.

## Interpretación

Estos depósitos sufrieron deformación plástica por licuefacción ligeramente después de su depositación. Este proceso sin-sedimentario puede deberse a la rápida depositación de la carga de flujos gravitacionales subácueos. El fenómeno de licuefacción puede generarse espontáneamente o ser provocado por un factor externo, por ejemplo, una sobrecarga (Collinson *et al.*, 2006). Los diques clásticos asociados son producto de inyecciones súbitas de sedimento a partir de una capa fuente que sufrió licuefacción. En este caso, fenómeno de licuefacción puede originarse a través por un golpe externo o por sobrepresión debido a la deshidratación por compactación de las pelitas circundantes (Collinson *et al.*, 2006).

### 4.2.11 Facies de Fangolitas y areniscas con estratificación convoluta (FAec)

## Descripción

Esta facies está conformada por un paquete de 5 metros de espesor el cual se compone de secuencias de fangolitas y areniscas finas formando grandes pliegues (Lámina 4.7b). Este paquete plegado se encuentra dentro de una secuencia mayor de las mismas areniscas finas y fangolitas, pero sin deformación.

## Interpretación

Esta facies se interpreta como un desmoronamiento (*slump*) producto de la deformación plástica sin-sedimentaria de las secuencias de areniscas y fangolitas que lo conforman (Collinson *et al.*, 2006). Los sedimentos arenosos que al depositarse están muy saturados en agua se comportan tixotrópicamente debido a la sobrecarga del sedimento que favorece el escape del agua poral (Posamentier y Walker, 2006).

### 4.3 Facies de la Formación Alta Vista

#### 4.3.1 Facies de Fangolitas negras masivas (Fnm)

##### Descripción

Esta facies está conformada por fangolitas de colores gris y negro masivas con alto contenido de briznas vegetales. Su espesor total varía entre 1 y 30 cm. Las bases se presentan tanto como contactos netos y, en menor medida, transicionales a diferencia de los toques que siempre son netos. La geometría de las capas es tabular y de gran continuidad lateral.

Estas facies contienen restos fragmentados de Thoracosphéridos (quistes de dinoflagelados calcáreos). Por otro lado el grado de bioturbación es nulo a muy bajo, representado por estructuras de pequeño tamaño como *Planolites*.

##### Interpretación

Esta facies se interpreta como producto de decantación rápida y homogénea de material pelítico a partir de una suspensión (Collison *et al.*, 2006). Por lo tanto las facies de Fnm de la Formación Alta Vista pueden asociarse a estadios póstumos de la depositación de corrientes turbidíticas (División E de la secuencia de Bouma; Bouma, 1962; Posamentier y Walker, 2006) o también podrían ser producto de la decantación a partir de suspensiones de plumas hipopícnas fluviales (Battacharya, 2006). Los altos contenidos de briznas vegetales sugieren conexión con una fuente terrestre, soportando la hipótesis de los flujos hipopícnos. La presencia de fragmentados de Thoracosphéridos indica condiciones de salinidad del agua muy variables por lo que son atribuidos a ambientes mixtos o de transición.

#### 4.3.2 Facies de Fangolitas y Areniscas con laminación horizontal (FAIh)

##### Descripción

Esta facies está conformada por intercalaciones muy delgadas de fangolitas y areniscas muy finas de colores grisáceos. Las capas individuales no superan el

milímetro de espesor y el conjunto de láminas conforma estratos de entre 4 y 10 cm. La geometría es tabular de larga extensión lateral (decenas de metros de longitud) y los contactos son netos.

### Interpretación

Esta facies puede deberse a dos procesos: por un lado, puede estar reflejando una depositación por suspensión desde plumas de sedimento en la columna de agua. Las fluctuaciones en el suministro de sedimento en suspensión permitiría la alternancia de capas de fangolitas y areniscas muy finas (Collinson et al., 2006). Por otro lado, podría estar reflejando depósitos de estadios póstumos o distales de corrientes turbidíticas (p. ej. División D de Bouma; Posamentier y Walker, 2006).

#### 4.3.3 Facies Heterolítica lenticular (Htl)

### Descripción

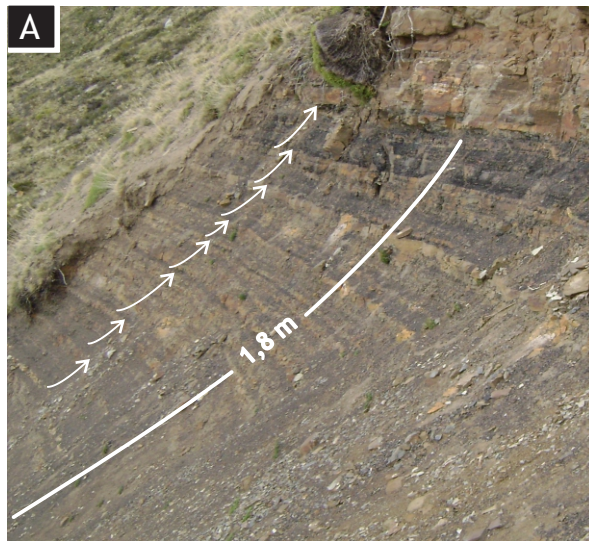
Esta facies está compuesta por intercalaciones delgadas (entre 1 mm y 2 cm) de limolitas negras masivas o laminadas y arenitas muy finas grises o castañas (Lámina 4.8a). Estas últimas son generalmente discontinuas e internamente masivas y, en algunos casos, presentan laminación entrecruzada tangencial simple y topes con óndulas. La geometría de estos conjuntos heterolíticos es tabular de gran extensión lateral y de contactos netos. Además se observan arreglos estrato crecientes en ciclos de hasta 20 cm de espesor, donde aumenta la relación arena/limo hacia el tope (Lámina 4.8a). El espesor total de estas facies varía entre los 20 cm y 2 metros. En general presenta de alta a moderado grado de bioturbación con trazas en galerías de habitación o de alimentación. Los icnogéneros mayormente representados son *Planolites* y *Thalassinoides*. Es abundante el contenido de briznas vegetales y pequeñas impresiones de tallos.

### Interpretación

Los delgados niveles limosos serían producto de la decantación a partir de una suspensión (Collinson et al., 2006) o depositados por corrientes gravitacionales



## Facies Heterolítica lenticular (Htl)



Facies Htl. En flechas blancas se indican los ciclos con arreglos estrato crecientes.  
Formación Alta Vista, Perfil AV2.

## Facies de Areniscas masivas (Am) y facies de Areniscas con laminación horizontal (Alh)



Facies Am y Ahl.  
Formación Alta Vista, Perfil AV1.



Facies Ahl.  
Formación Alta Vista, Perfil AV2.

muy diluidas con escasa concentración de material detrítico (zona de la *cola*; Bridge y Demicco, 2008). Los niveles arenosos podrían ser producto de corrientes turbidíticas algo más energéticas con mayor concentración de población traccional y movilización del material a través de la migración de óndulas (Bridge y Demicco, 2008).

#### 4.3.4 Facies de Areniscas masivas (Am)

##### Descripción

Esta facies está conformada por areniscas muy finas a finas amarillentas, internamente masivas que se disponen en estratos delgados (promedio 1,5 cm) o gruesos (entre 35 a 40 cm) (Lámina 4.8b). Las superficies basales son netas sin rasgos de erosión. Los topes, generalmente, pasan transicionalmente a facies de Alh (Lamina 4.8b). Estas capas presentan geometría lenticular de gran extensión lateral alcanzando decenas de metros. Esta facies contiene, por lo general, muy bajo grado de bioturbación constituido por tubos verticales y oblicuos de *Ophiomorpha*, *Skolithos* y *Palaeophycus*.

##### Interpretación

Los estratos más espesos de areniscas masivas fueron transportados por flujos gravitacionales subácueos relativamente densos. La depositación está asociada al colapso desde la suspensión por desaceleración rápida del flujo, depositando su carga de manera instantánea (p. ej. División A de Bouma; Collinson *et al.*, 2006; Bridge y Demicco, 2008). Los intraclastos demuestran que hubo erosión del sustrato por carpeta tractiva en la parte basal de dichos flujos densos (Bridge y Demicco, 2008). Por otro lado las capas delgadas estarían asociadas, probablemente, a corrientes turbidíticas distales (Posamentier y Walker, 2006).

#### 4.3.5 Facies de Areniscas con laminación horizontal (Alh)

##### Descripción

Esta facies está conformada por areniscas muy finas a finas grises dispuestas en láminas delgadas a medianas (entre 0,5 y 1,5 cm) (Lámina 4.8c). En algunos casos, la laminación es apenas reconocible o de superficies algo irregulares. Los planos de laminación están marcados por niveles con mayor concentración de briznas vegetales, fitodetritos y algo de material limoso. Estos estratos laminados tienen un desarrollo de 10 a 40 cm de espesor y su geometría es generalmente lenticular. El grado de bioturbación de estas facies es, por lo general, muy bajo. Las trazas fósiles que presentan están constituidas por tubos simples verticales y pistas de pastoreo como *Girochorte*.

##### Interpretación

Esta facies está asociada a la depositación a partir de flujos gravitacionales subácueos que transportan el sedimento en fase de capa plana de alto régimen de flujo (p. ej. División B de Bouma; Collinson *et al.*, 2006; Bridge y Demicco, 2008). La tasa de depositación disminuye con respecto a la facies de areniscas masivas. Los delgados niveles que ricos en fitodetritos pueden deberse a segregaciones del material dentro del mismo flujo, donde los detritos más finos viajan a mayor velocidad que los más gruesos o que estos se depositen por decantación durante cortas pausas producto de fluctuaciones en la energía del flujo (Collinson *et al.*, 2006).

#### 4.3.6 Facies de Areniscas con laminación ondulítica de oleaje (Alo)

##### Descripción

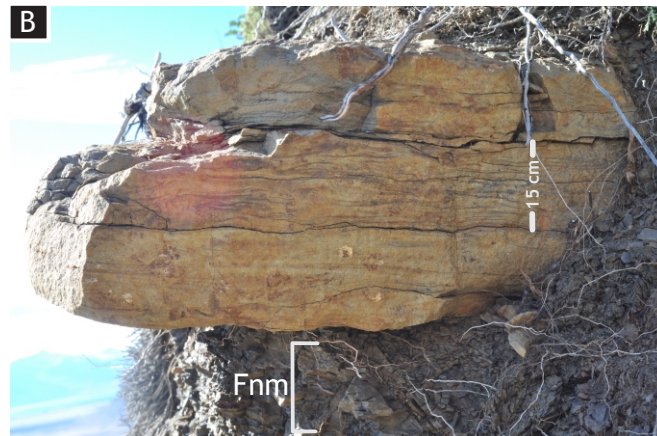
Esta facies está conformada por estratos delgados a muy delgados de areniscas finas con óndulas simétricas (Índice de óndula 10, en promedio) (Lámina 4.9a). Las crestas suelen ser redondeadas. Laminación interna se observa sólo en algunos casos, gracias a delgadas cubiertas de material limoso que tapizan las superficies de las láminas (Lámina 4.9b). El espesor total de estos estratos es de



## Facies de Areniscas con laminación ondulítica de oleaje (Alo)

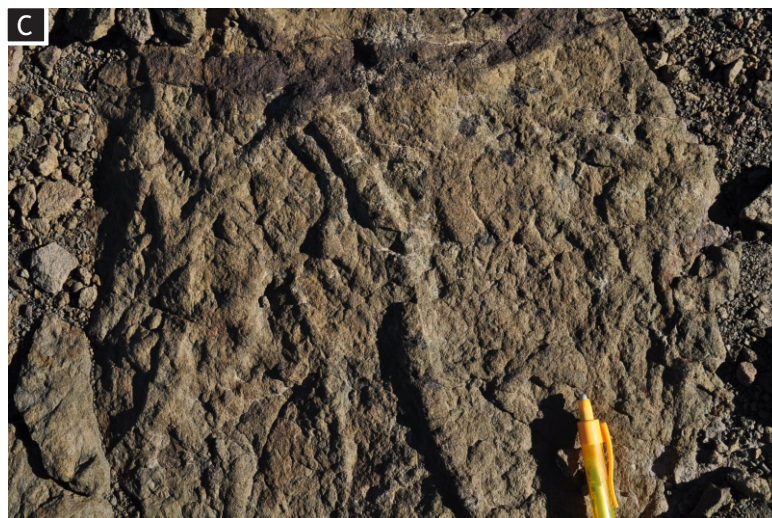


Facies de Areniscas con laminación ondulítica de oleaje. Fm. Alta Vista, Perfil CF.



Facies Alo por encima de las facies de Fangolitas negras masivas. Formación Alta Vista, Perfil AV1.

## Facies de Areniscas bioturbadas (Ai)



Vista del techo de una capa de Facies Ai (parte de lapiz: 6 cm). Formación Alta Vista, Perfil CF.

hasta 45 cm y presenta contactos netos erosivos con pequeñas irregularidades. La geometría externa es suavemente lensoideal y el desarrollo lateral llega hasta 50 metros de extensión. Presentan algunas trazas fósiles en galerías como *Thalassinoides*.

### Interpretación

Estos depósitos estarían asociados a la movilización del material del lecho por flujos ácueos predominantemente oscilatorios de moderada a baja energía (Collinson *et al.*, 2006). Las delgadas láminas de material fino reflejan pausas en estos flujos que permiten la decantación del material en suspensión.

#### 4.3.7 Facies de Areniscas bioturbadas (Ai)

### Descripción

Esta facies está compuesta por areniscas muy finas a finas y fangolitas, de coloración amarillenta, masivas y con estratificación difusa debido al alto grado de bioturbación (Lámina 4.9c). Los icnogéneros identificados son *Thalassinoides* y *Ophiomorpha* (Lámina 4.9c). El espesor de estos estratos es de entre 40 y 70 cm. Presentan además abundantes briznas vegetales y fitodetritos.

### Interpretación

Estos depósitos fueron altamente disturbados por organismos detritívoros y/o suspensívoros de manera que, de tenerla, obliteraron totalmente la su estructura primaria (Collinson *et al.*, 2006). Esta disturbación del sedimento impide inferir con certeza el origen de estos depósitos. De todas maneras, sí podemos aseverar que se trata de un sustrato marino por el contenido icnológico y que ciertas características ambientales como buena oxigenación, baja turbidez, disponibilidad de alimento, baja tasa de sedimentación y condiciones estables en la salinidad permitieron la colonización y el buen desarrollo de la biota bentónica (Buatois y Mángano, 2011).

#### 4.4 Facies de la Formación Anita

##### 4.4.1 Facies de Fangolitas gris verdosas laminadas (Fvl)

###### Descripción

Esta facies está caracterizada por fangolitas de coloración gris verdosa con laminación horizontal (Lámina 4.10a y b). Esta laminación está marcada por alternancia de capas claras con contenido mayormente limoso y capas más delgadas y oscuras con mayor contenido de arcillas y fitodetritos (Lámina 4.10a). El espesor de las láminas claras es de 2 a 3 mm y sus límites son normalmente gradacionales.

La facies Fvl conforma secuencias de entre 0,3 a 5 metros de espesor y de extensa continuidad pudiendo ser seguidas por decenas de metros de longitud lateralmente. Son abundantes los restos de briznas vegetales e impresiones de tallos.

###### Interpretación

Esta facies representa depositación por decantación a partir de suspensiones o flujos muy diluidos que sufren fluctuación en su carga (Collinson *et al.*, 2006). El pasaje gradual entre las láminas evidencia el comportamiento menguante del flujo (Collinson *et al.*, 2006). El alto contenido de vegetal sugiere conexión con una fuente terrestre.

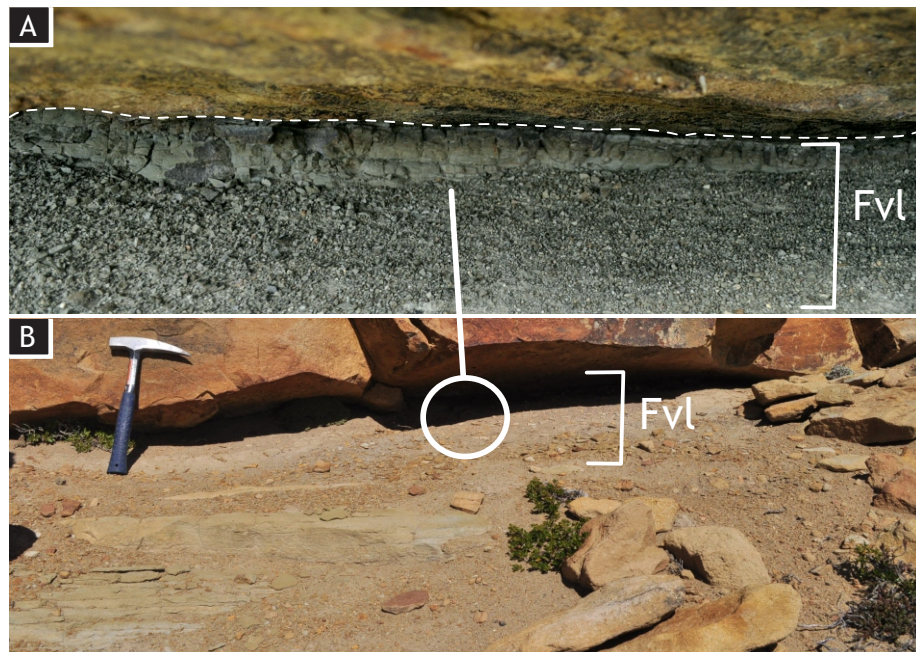
##### 4.4.2 Facies Heterolítica flaser (Htf)

###### Descripción

Esta facies está compuesta por intercalaciones delgadas (entre 1 mm y 4 cm) de limolitas grises masivas y arenitas muy finas (Lámina 4.10c). Estas últimas son generalmente continuas e internamente masivas y, en algunos casos, presentan laminación entrecruzada tangencial simple y topes con óndulas. La geometría de estos conjuntos heterolíticos es tabular de gran extensión lateral y de contactos netos. Además se observan arreglos estrato crecientes en ciclos de

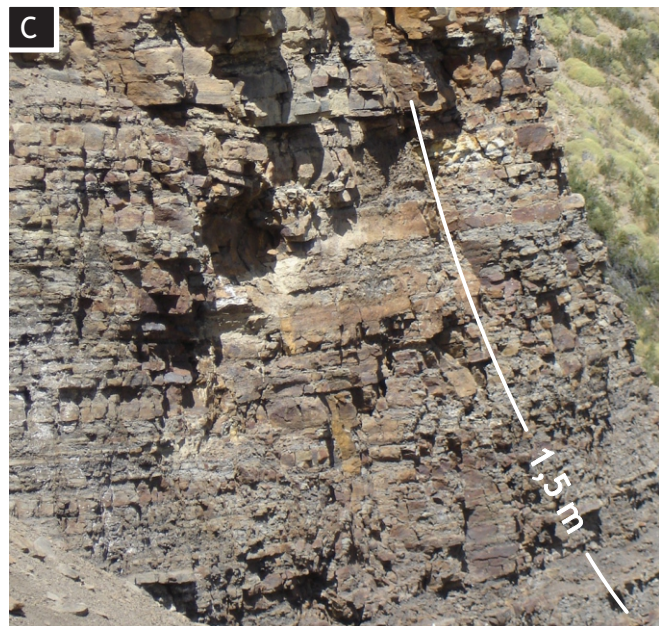


## Facies de Fangolitas gris verdosas laminadas (Fvl)



Vista de detalle (A) y general (B) del pasaje transicional de Alh a Fvl. Por arriba de Fvl se muestra el contacto neto y erosivo de facies más gruesas, (Piqueta: 30 cm). Formación Anita, Perfil AV2.

## Facies Heterolítica flaser (Htf)



Facies Htf en arreglos estratocrecientes y aumento de la relación arena/limo hacia el tope. Formación Anita, Perfil AC.

hasta 2 metros de espesor, donde aumenta la relación arena/limo hacia el tope (Lámina 4.10c). El espesor total de estas facies varía entre los 20 cm y 2 metros. En general presenta de alta a moderado grado de bioturbación con trazas en galerías de habitación o de alimentación. Los icnogéneros mayormente representados son *Planolites* y *Thalassinoides*. Es abundante el contenido de briznas vegetales y pequeñas impresiones de tallos.

### Interpretación

Los delgados niveles limosos serían producto de la decantación a partir de una suspensión (Collinson *et al.*, 2006) o depositados por corrientes gravitacionales muy diluidas con escasa concentración de material detrítico (zona de la *cola*; Bridge y Demicco, 2008). Los niveles arenosos podrían ser producto de corrientes turbidíticas algo más energéticas con mayor concentración de población traccional y movilización del material a través de la migración de óndulas (Bridge y Demicco, 2008).

#### 4.4.3 Facies de Areniscas masivas (Am)

##### Descripción

Esta facies está conformada por areniscas muy finas a finas amarillentas o grisáceas, internamente masivas y se disponen en estratos gruesos, entre 20 a 70 cm. (Lámina 4.11a). Las bases de estas capas son netas y erosivas, en algunos casos con grandes intraclastos pelíticos (Lámina 4.11a) y hoyos de flujo. Los techos son netos y planos o en algunos casos pasan transicionalmente a facies de Areniscas con laminación entrecruzada tangencial u horizontal. Estas capas presentan geometría tabular de gran extensión lateral alcanzando decenas de metros. Esta facies contiene bajo a moderado grado de bioturbación de trazas fósiles en galerías y estructuras de alimentación detritívora como *Thalassinoides*, *Rhizocorallium* y *Ophiomorpha*. También se presentan algunas trazas de organismos suspensívoros como *Skolithos* y *Bergaueria*.



## Facies de Areniscas masivas (Am)



Facies Am con intraclastos limosos en la base. Formación Anita, Perfil AV2.

## Facies de Areniscas con gradación normal (Agn)



Facies Agn con geometría cóncava. Formación Anita, Perfil AV2.

## Interpretación

Los estratos de areniscas masivas fueron transportados por flujos gravitacionales subácueos relativamente densos. La depositación está asociada al colapso desde la suspensión por desaceleración rápida del flujo, depositando su carga de manera instantánea (p. ej. División A de Bouma; Collinson *et al.*, 2006; Bridge y Demicco, 2008). Los intraclastos demuestran que hubo erosión del sustrato por carpeta tractiva en la parte basal de dichos flujos densos (Bridge y Demicco, 2008).

### 4.4.4 Facies de Areniscas con gradación normal (Agn)

#### Descripción

Esta facies se presenta en estratos de entre 5 y 15 cm de espesor, la base está compuesta por areniscas sabulíticas que gradan normalmente a areniscas finas de color amarillentos (Lámina 4.11b). La gradación normal está dada por disminución de la cola de gruesos (Collinson *et al.*, 2006). La geometría de estos estratos es cóncava de poca extensión lateral (menos de un metro) (Lámina 4.11b).

#### Interpretación

Estos depósitos podrían ser producto de la depositación a partir de flujos gravitacionales subácueos con alta concentración de sedimento en suspensión y alta tasa de depositación (p. ej. División A de Bouma; Collinson *et al.*, 2006; Bridge y Demicco, 2008). La gradación normal evidencia que el flujo fue desacelerándose de forma que los granos más pesados se depositan antes que los más finos (Collinson *et al.*, 2006).

### 4.4.5 Facies de Areniscas con laminación horizontal (Alh)

#### Descripción

Esta facies está conformada por areniscas muy finas a finas amarillentas o grisáceas dispuestas en láminas delgadas a medianas (entre 0,5 y 1,5 cm) (Lámina 4.12a). En algunos casos, la laminación es apenas reconocible o de superficies algo



## Facies de Areniscas con laminación horizontal (Alh)



Facies Alh. Formación Anita, Perfil AV2.

## Facies de Areniscas bioturbadas (Ai)



Facies Ai en vista de perfil. Formación Anita, Perfil AC.

irregulares. Los planos de laminación están marcados por niveles con mayor concentración de briznas vegetales, fitodetritos y algo de material limoso. Es usual la presencia de niveles de concentraciones de fitodetritos de hasta 3 mm de espesor. Estos estratos laminados tienen un desarrollo de 30 a 50 cm de espesor y su geometría es generalmente tabular y en menor medida canaliforme. Presentan abundantes trazas fósiles de organismos infaunales como *Thalassinoides*, *Rhizocorallium* y *Ophiomorpha*.

### Interpretación

Esta facies está asociada a la depositación a partir de flujos gravitacionales subácuos que transportan el sedimento en fase de capa plana de alto régimen de flujo (p. ej. División B de Bouma; Collinson *et al.*, 2006; Bridge y Demicco, 2008). La tasa de depositación disminuye con respecto a la facies de areniscas masivas. Los delgados niveles que ricos en fitodetritos pueden deberse a segregaciones del material dentro del mismo flujo, donde los detritos más finos viajan a mayor velocidad que los más gruesos o que estos se depositen por decantación durante cortas pausas producto de fluctuaciones en la energía del flujo (Collinson *et al.*, 2006).

#### 4.4.6 Facies de Areniscas bioturbadas (Ai)

### Descripción

Esta facies está compuesta por areniscas muy finas a finas y fangolitas, de coloración amarillenta y grisácea, masivas y con estratificación difusa debido al alto grado de bioturbación (Lámina 4.12b). Los icnogéneros identificados son *Planolites*, *Palaeophycus* (Lámina 4.12b). El espesor de estos estratos es de entre 40 y 70 cm. Presentan además abundantes briznas vegetales y fitodetritos.

### Interpretación

Estos depósitos fueron altamente disturbados por organismos detritívoros y/o suspensívoros de manera que, de tenerla, obliteraron totalmente la su estructura primaria (Collinson *et al.*, 2006). Esta disturbación del sedimento impide



inferir con certeza el origen de estos depósitos. De todas maneras, sí podemos aseverar que se trata de un sustrato marino por el contenido icnológico y que ciertas características ambientales como buena oxigenación, baja turbidez, disponibilidad de alimento, baja tasa de sedimentación y condiciones estables en la salinidad permitieron la colonización y el buen desarrollo de la biota bentónica (Buatois y Mángano, 2011).

#### 4.4.7 Facies de Areniscas con laminación ondulítica de oleaje (Alo)

##### Descripción

Esta facies está conformada por estratos delgados a muy delgados de areniscas finas con óndulas simétricas (Índice de óndula 8, en promedio). Las crestas suavemente redondeadas. El espesor total de estos estratos es de hasta 80 cm y presenta contactos netos erosivos con pequeñas irregularidades. La geometría externa es suavemente lensoideal y el desarrollo lateral llega hasta 20 metros de extensión. Presentan abundantes trazas fósiles en galerías como *Thalassinoides*, *Ophiomorpha* y *Rhizocorallium*.

##### Interpretación

Estos depósitos estarían asociados a la movilización del material del lecho por flujos ácueos predominantemente oscilatorios de moderada a baja energía (Collinson *et al.*, 2006).

#### 4.4.8 Facies de Areniscas con estratificación entrecruzada en artesa de mediana escala (Aeam)

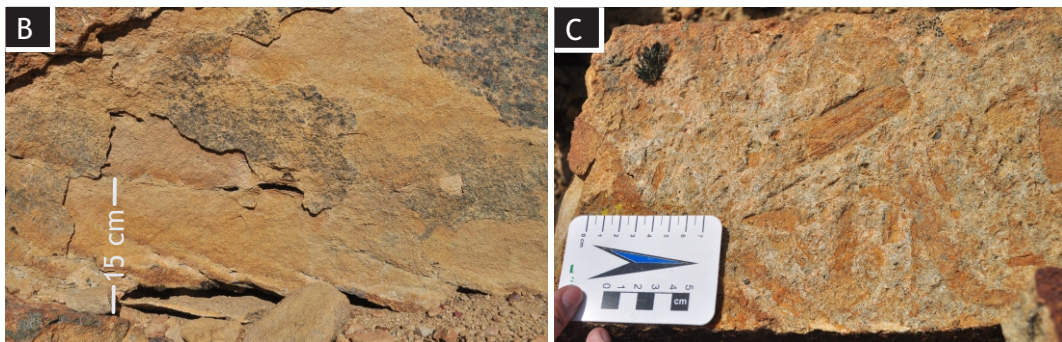
##### Descripción

Esta facies está compuesta por areniscas finas, areniscas medianas y areniscas sabulíticas de color amarillento con estratificación entrecruzada tangencial simple (Lámina 4.13). El espesor de los *sets* es de entre 5 y 35 cm y conforman *cosets* de hasta dos metros de espesor (Lámina 4.13a y b). Estos estratos entrecruzados presentan alternadamente estratos gruesos predominantemente arenosos y estratos delgados a muy delgados ricos en fitodetritos (Lámina 4.13a).

## Facies de Areniscas con estratificación entrecruzada en artesa de mediana escala(Aeam)



Facies Aeam, se muestran la alternancia de estratos cruzados con altos contenidos de fitodetritos (Tapa de objetivo: 5 cm). Formación Anita, Perfil PH.



B. Fotografía de detalle de la Facies Aeam, C. Muestra una fotografía de la base del mismo nivel que la fotografía B donde se aprecian las impresiones de tallos y briznas vegetales. Formación Anita, Perfil AV2.

Las superficies que separan los *cosets* son planas y en las bases presentan abundantes contenidos de impresiones de tallos y briznas vegetales (Lámina 4.13c). La geometría de los estratos entrecruzados es tabular con bases planas.

### Interpretación

Estos depósitos se deben a la migración de megaóndulas 3D de mediana escala debido a flujos subácueos unidireccionales (Collinson *et al.*, 2006; Bridge y Demicco, 2008). Las variaciones texturales pueden deberse a cambios en el régimen de flujo o pueden estar evidenciando cambios en el suministro de sedimento (Bridge y Demicco, 2008).

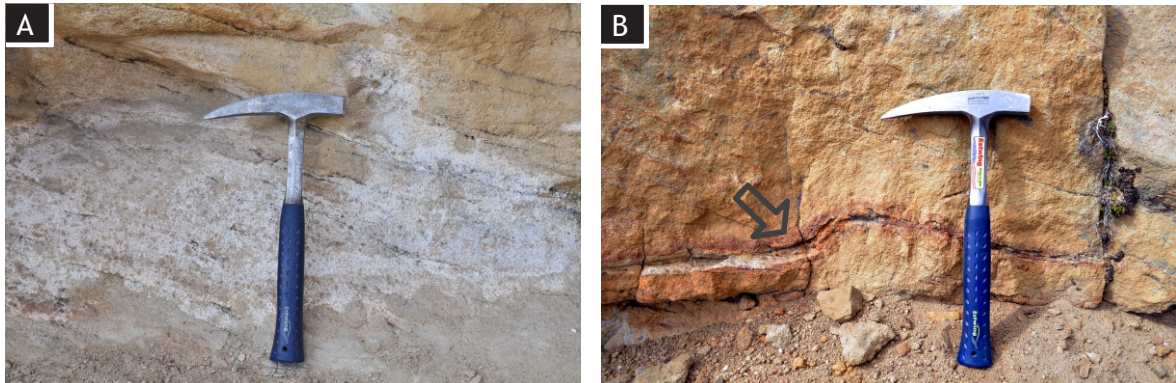
#### 4.4.9 Facies de Areniscas con estratificación entrecruzada en artesas de gran escala (Aeag)

### Descripción

Esta facies está conformada por areniscas finas a medianas de color amarillento con estratificación entrecruzada en artesas y en menor medida entrecruzada tangencial simple (Lámina 4.14). El espesor de los *foresets* es variable entre láminas de 2-3 mm a estratos de hasta 3-4 cm. Además, presentan cambios texturales como cubiertas de material fino rico en fitodetritos (Lámina 4.14a y b). Los *sets* poseen entre 0,5 y 1 metro de espesor aislados o formando *cosets* de hasta 7 metros. Algunos *sets* están limitados por niveles areno-limosos y limosos muy delgados (0,2 a 1 cm de espesor), ricos en fitodetritos que tapizan el tope del estrato que se encuentra por debajo (Lámina 4.14b). Estos niveles de material fino exhiben tanto coloración negra grisácea o anaranjadas. Esta facies también incluye algunos *sets* compuestos (*composite set*; Bridge y Demicco, 2008), los cuales presentan asociadas formas de menor escala hacia el tope del set (Lámina 4.14c).



## Facies de Areniscas con estratificación entrecruzada en artesa de gran escala (Aeag)



A. Facies de Aeag, la flecha indica el nivel limoso rico en fitodetritos evidenciando un estadio de cese de la migración de megaóndulas (superficie de reactivación). Además hay laminas de fitodetritos tapizando los estratos entrecruzados, los cuales se presentan mayormente de color anaranjados por la oxidación (piqueta: 30 cm). Perfil AV2, Barrancas de la Estancia Anita. B. Facies de Aeag, nótese las láminas negras ricas en fitodetritos bien conservados (sin oxidación) tapizando los estratos entrecruzados (piqueta: 30 cm). Formación Anita, Perfil PH.



Facies de Aeag, se muestran algunos *sets* compuestos (*Composite set*) cuyas formas de menor escala están delimitadas en blanco (piqueta: 30 cm). Formación Anita, Perfil AV2.

## Interpretación

Estos depósitos son el resultado de la migración de megaóndulas 3D por flujos subácueos unidireccionales de alta energía (Collinson *et al.*, 2006). Las variaciones texturales pueden deberse a cambios en el régimen de flujo o pueden estar evidenciando cambios en el suministro de sedimento (Bridge y Demicco, 2008). Los niveles areno-limosos y limosos podrían deberse a superficies de reactivación evidenciando periodos de cese del régimen de megaóndulas. Los colores grises a negros representan mayor contenido de material orgánico bien preservado (fitodetritos y briznas), mientras que los colores anaranjados en estos niveles evidencian la oxidación de este material.

### 4.4.10 Facies de Areniscas con estratificación entrecruzada tangencial de bajo ángulo (Aeeb)

#### Descripción

Esta facies está conformada por areniscas blanquecinas finas a medianas que presentan estratificación entrecruzada tangencial de bajo ángulo (Lámina 4.15a). Los *sets* tienen un espesor de 40 cm y longitudes de onda de 90 cm. El conjunto de sets llega a tener 1,5 m de espesor. Presentan abundantes trazas fósiles marinas en una asociación monoespecífica de *Rhizocorallium* (Lámina 4.15b).

#### Interpretación

Esta facies se atribuye a retrabajo de sedimento por parte de flujos combinados entre unidireccionales y oscilatorios de alta energía vinculados probablemente a eventos de tormenta (Dott y Bourgeois, 1982; Collinson *et al.*, 2006; Dumas y Arnott, 2006).

### 4.4.11 Facies de Areniscas bioclástica con gradación normal (ABgn)

#### Descripción

Esta facies está conformada por arenisca gruesa de color amarillento, que presenta disminución en la granulometría hacia el tope (Lámina 4.16a). Una



## Facies de Areniscas con estratificación entrecruzada tangencial de bajo ángulo (Aeb)



Facies ACeb, piqueta: 30 cm. Formación Anita, Perfil AC.



Facies ACeb, extremo de piqueta: 15 cm. Las flechas indican algunas de trazas del icnogeno *Rhizocorallium*. Formación Anita, Perfil AC.



## Facies de Arenisca bioclástica con gradación normal (ABgn)



A. Facies Abgn, Formación Anita, Perfil AV2.



B. Detalle de una valva de ostreido de la Facies ABgn. Fotografía de lámina delgada al microscopio petrográfico con polarizadores.

particularidad de esta facies es la participación de material bioclástico. Este está compuesto por de valvas de ostreidos (Lámina 4.16b) y bivalvos indeterminados de tamaño grava mediana en la base y disminuyen su granulometría hacia el techo (gradación normal por disminución de la cola de gruesos (Collinson *et al.*, 2006). La base es neta erosiva y el espesor de este estrato es de 1,5 m.

### Interpretación

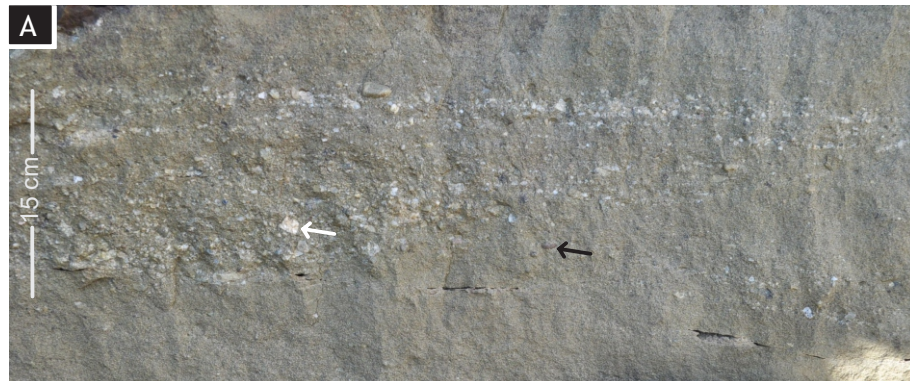
Este tipo de depósitos con gradación normal se asocia a dos tipos de procesos: transporte de la carga de lecho y flujos gravitacionales (Collinson *et al.*, 2006). La gradación normal de los clastos demuestra que el flujo sufrió pérdida de energía, por lo que a medida de que el flujo desaceleraba fue depositándose primero el material más grueso y luego el más fino (Collinson *et al.*, 2006). La presencia de bioclastos de organismos marinos indica que la corriente asociada a este depósito tuvo vinculación con el ambiente marino (p. ej. Corrientes mareales).

#### 4.4.12 Facies de Areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada tangencial (ACet)

### Descripción

Esta facies está conformada por areniscas gravosas grisáceas y amarillentas con estratificación entrecruzada generalmente tangencial y, en menor medida, con estratificación entrecruzada en artesa (Lámina 4.17). La población gravosa, menos representada, posee granulometría de grava mediana y la población arenosa, más abundante, es principalmente de tamaño arena mediana. Los clastos presentan formas muy variadas desde subredondeados hasta muy angulosos (Lámina 4.17.a). Los estratos entrecruzados presentan espesores de 0,5 a 2 cm y muestran variaciones texturales (Lámina 4.17b). Las bases son areno-gravosas y hacia los topes disminuye el contenido de grava. Los *sets* entrecruzados tienen espesores entre 5 a 15 cm y se presentan como lentes aislados en estrecha relación con las facies de Am, Aeam y Aeag.

## Facies de Arenicas Conglomerádicas con estratificación entrecruzada tangencial (ACet)



- ← Clasto muy anguloso
- ← Clasto subredondeado

Facies Aceet, se presenta en lentes aislados estrechamente asociada a la Facies Am, Aeet y Aeea. Formación Anita, Perfil AV2.



- ↗ estrato entrecruzado dominado por clastos tamaño grava mediana.
- ↗ estrato entrecruzado dominado por clastos tamaño arena mediana.

Facies Aceet, nóteselos cambios en la granulometría de las capas entrecruzadas. Formación Anita, Perfil AV2.

## Interpretación

Estos depósitos representan el transporte de carga de lecho por flujos unidireccionales subácueos en régimen de megaóndula 3D (Collinson *et al.*, 2006). El tipo de variaciones texturales que presentan internamente los estratos cruzados, evidencian que su formación se debe a la migración de formas de lecho sobreimpuestas (*superimposed bedforms*) o inestabilidades prolongadas en el flujo (Bridge y Demicco, 2008).

### 4.4.13 Facies de Conglomerados con estratificación entrecruzada en artesa (Cea)

#### Descripción

Esta facies está conformada por ortoconglomerados amarillentos, grises y rosados con estratificación entrecruzada en artesa en *sets* de hasta un metro de espesor y *cosets* de hasta 3 metros (Lámina 4.18a). La textura de estos conglomerados es matriz sostén con cambios transicionales en las proporciones de matriz, las cuales pueden variar de escasa a muy abundante hasta pasar al campo de las areniscas gravosas (Lámina 4.18b y c). En menor medida, se observan sectores con estratificación entrecruzada tangencial (Lámina 4.18c). Las capas individuales en artesa y los *foresets* presentan espesores de 2 a 6 cm e internamente muestran gradaciones en el tamaño de grano desde conglomerados medianos con escasa matriz a areniscas gravosas. La geometría de las capas en general es cóncava tanto en las bases como en el techo, aunque en algunas vistas se observan más bien irregulares a levemente tabulares. Algunas superficies basales contienen grandes intraclastos de areniscas muy finas. Esta facies presenta estrecha asociación con las Facies Aeag y Cm.

#### Interpretación

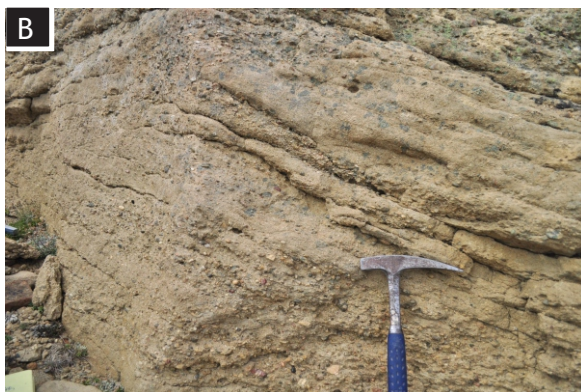
Estos depósitos son el resultado del transporte del material del lecho por flujos subácueos unidireccionales de muy alta energía que generan la migración de megaóndulas 3D (Collinson *et al.*, 2006). Al igual que en la facies ACeag, la segregación de la granulometría evidencia que a la migración de estas formas de



## Facies de Conglomerados con estratificación entrecruzada en artesa (Cea)



Facies Cea, hacia el tope del afloramiento pasa a facies Aeag. Formación Anita, Perfil AV2.



Detalle de Facies Cea (piqueta: 30 cm). Formación Anita, Perfil AV2.



lecho se produce mediante el avance de las formas de menor escala sobre las formas de mayores escala (*Superimposed bedforms*) (Bridge y Demicco, 2008).

#### 4.4.14 Facies de Conglomerados masivos (Cm)

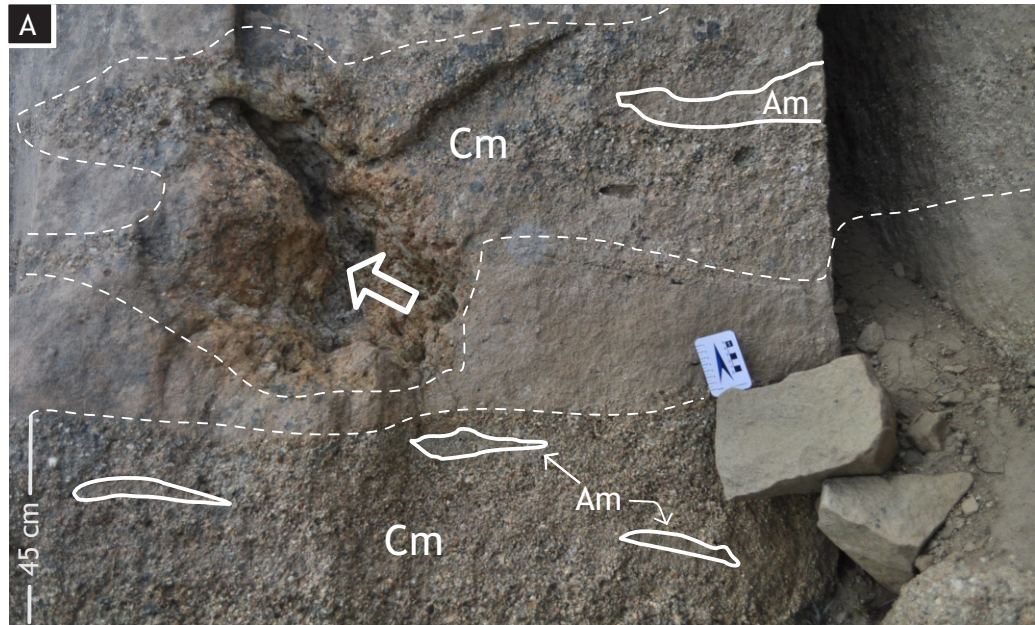
##### Descripción

Esta facies está conformada por ortoconglomerados medianos de textura matriz sostén y de color anaranjado dispuestos en estratos que varían desde pocos centímetros de espesor (10 cm) hasta 1 m (Lámina 4.19). Internamente, son masivos, pero presentan cambios laterales en su textura, caracterizados por variaciones en el porcentaje de matriz. En estos pasajes texturales se puede apreciar estratificación horizontal y entrecruzada tangencial difusa por la alineación de los clastos mayores. Las bases de algunos niveles presentan grandes intraclastos de areniscas muy finas. La geometría de estas capas es diversa: por un lado, se pueden presentar de formas irregulares, más bien lensoydales, como cúmulos alrededor de troncos de gran diámetro y demás restos vegetales. Por otro lado, se presentan en geometrías más bien tabulares con bases netas erosivas y techos transicionales en general a Facies Aeag o a Am.

##### Interpretación

Al igual que la facies anterior (Cm) está puede deberse tanto al transporte de la carga de lecho y a flujos gravitacionales (Collinson *et al.*, 2006). En ambos casos la falta de estructuras mecánicas indica alta fuerza de cizalla o alta viscosidad que inhibe la turbulencia y la interacción entre clastos (Collinson *et al.*, 2006). La competencia dada por los clastos de conglomerados y los grandes intraclastos evidencian la alta energía y poder erosivo de estos flujos.

## Facies de Conglomerados masivos (Cm)



Cúmulo de conglomerados  
alrededor de tronco

**A. Facies Cm.** En el intervalo basal es dominante la facies Cm y presenta pequeñas lentes de Am. Hacia arriba del estrato se presenta en lentes dentro de un intervalo predominantemente arenoso. Formación Anita, Perfil AV2.



**B. Detalle de intraclasto en la base de Facies Cm.** Formación Anita, Perfil AV2.

## CAPÍTULO 5. ASOCIACIONES DE FACIES SEDIMENTARIAS

---

Como paso siguiente al análisis de facies que se realizó en el Capítulo 4, a continuación se describirán e interpretarán las asociaciones de facies (AF) de cada una de las unidades según el concepto de Collinson (1969), para el cual una *asociación de facies* es un conjunto de facies que se relacionan genéticamente entre sí, y que poseen cierta relevancia ambiental.

Además, para su interpretación, se tendrán en cuenta las características arquitecturales de los litosomas y la relación especial entre las distintas asociaciones de facies. En este sentido, se identificarán un total de 12 asociaciones de facies (Tabla 5.1), AF1a-e correspondientes a la Formación Cerro Toro; AF2 y AF3 a la Formación Alta Vista; AF4, 5, 6, 7 y 8 a la Formación Anita. Posteriormente se representarán en segmentos ideales las AF correspondientes a cada sección de los perfiles relevados (Anexo 1).

### 5.1 Formación Cerro Toro













#### 5.1.1 AF1: Fangolitas y areniscas finas estratificadas

##### Descripción

Esta asociación de facies está conformada por capas de areniscas finas a muy finas de entre 2 y 40 cm de espesor, intercaladas con fangolitas masivas entre 2 a 200 cm (Lámina 5.1a, 5.2a y 5.3a, b y c). Las facies de areniscas presentan una gran variedad de estructuras como gradación normal, laminación horizontal, laminación entrecruzada tangencial, laminación de óndulas escalantes, fangolitas y areniscas laminadas, areniscas con laminación entrecruzada monticular, heterolíticas y también areniscas masivas (Agn, Alh, Alet, Aloe, FAlh, Ahcl, Htl y Am). Además los paquetes de areniscas muestran arreglos de facies muy variados como Am-Alet-Fnm, FAlh-Alp-FAlh-Fnm, Alh-Htl-Fnm, AFLh-Alc-Fnm, Aloe-Fnm y Am-Ahcl-Fnm. Las bases de estos estratos son netas y comúnmente muestran signos de fuerte erosión como hoyos de flujo de gran tamaño y canaletas (Lámina 5.2e). También son comunes las concentraciones de valvas de inocerámidos y belemnites en las bases de las areniscas y dentro de las fangolitas también (Lámina 5.2f). Dentro de esta

ASOCIACIONES DE FACIES SEDIMENTARIAS

Tabla 5.1

FORMACIÓN	PERFIL	FACIES SEDIMENTARIAS	ASOCIACIONES DE FACIES SEDIMENTARIAS		GEOMETRÍA	INTERPRETACIÓN
Cerro Toro	CH DRM NA	Am-Alh-Alet FAlh-Aloe-Fnm	AF 1a: Secuencias turbidíticos de flujos tipo <i>surge</i>		Estratos muy delgados tabulares	Depósitos de corrientes turbidíticas eventuales
		Am-Alh-FAlh Fnm	AF 1b: Secuencias turbidíticos de flujo <i>sostenidos</i>		Estratos muy delgados tabulares	Depósitos de corrientes turbidíticas sostenidas
		Am-Ahcl Fnm	AF 1c: Tempestitas		Estratos muy delgados tabulares	Depósitos de tormentas distales
		Fnm	AF 1d: Depósitos finos por decantación		Estratos muy delgados tabulares	Depósitos de decantación hemipelágica/plumas hopopícnicas
		Am-Alc-FAec	AF 1e: Depósitos con estructuras de deformación sin-sedimentaria		Estratos muy delgados tabulares	Deformación sin-sedimentaria por alto contenido de agua poral
Alta Vista	AV1	Fnm <sub>2</sub> -Am-FAlh	AF 2: Depósitos de grano fino gris oscuro con abundante fitodetritos		Estratos muy delgados tabulares	Depósitos finos de prodelta
	AV2 CF	Am-Alo-Alh-Htl Ai-Fnm <sub>2</sub>	AF 3: Clinoformas de areniscas finas amarillas		Cuerpos lenticulares - sigmoidales	Lóbulos arenosos distales
Anita	AV2	Am-Alh-Htf	AF 4: Areniscas finas gris-violáceas en estratos tabulares		Estratos tabulares a suavemente inclinados	Lóbulos arenosos proximales
	AV3 AC	Alet-Alo-Ai Am-Alh-Agn-Alet Alo-Htf-Fnm-Ai	AF 5: Areniscas finas gris-violáceas en cuerpos canaliformes		Cuerpos canaliformes	Relleno de canales distributarios terminales
		Aeam-Aeag-Aeb-Alo Alh-Am	AF 6: Areniscas medianas con estratificación entrecruzada en artesa de mediana y gran escala		Cuerpos lenticulares inclinados y canaliformes	Complejo de barras de desembocadura
	AV2 AV3 PH	Aeag-Cea-Cm ACeet-Aeam- ABgn	AF 7: Areniscas medianas a gruesas y conglomerados, anaranjados, con estratificación entrecruzada en artesa y masivos en cuepos canaliformes		Cuerpos canaliformes	Carga de fondo de canales distributarios
		Fvm-Am-Alh-Htf	AF 8: Depósitos finos gris-verdosos interdigitados con AF7		Estratos muy delgados tabulares	Planicies interdistributarias subacúas

asociación de facies son comunes además, los rasgos de deformación sin sedimentaria (Lámina 5.3a, b, d, e y f). Entre estos se encuentran numerosas capas de arenisca con laminación convoluta (Alc) (Lámina 5.3e y f), diques clásticos de arena (Lámina 5.3a y b) y una serie de estratos (de 5 metros en total) de fangolitas y areniscas con estratificación convoluta (AFec) (Lámina 5.3d).

El grado de bioturbación de estas capas es variado desde escaso a muy alto. En los niveles que presentan trázras fósiles, estas están conformadas por tubos y galerías de organismos detritívoros y suspensívoros.

La geometría de estas capas esta caracterizada por estratos delgados (promedio 12 cm) fuertemente tabulares de gran continuidad lateral (hasta 70 metros) (Lámina 5.1a, 5.2a y 5.3a, b y c). La composición de las areniscas y fangolitas de esta asociación de facies contienen glauconita y presentan altos contenidos de restos de briznas vegetales.

La AF1 se identifica en el Perfil CH, en el Cerro Horqueta (Láminas 5.1d, 5.2c); al norte del Lago Argentino, en el Perfil DRM en la Península de Magallanes (Lámina 5.1f, 5.2g y 5.3d) y en el Perfil NA en la Estancia Nibepo Aike, en la costa sureste del Brazo Sur (Lámina 5.1a, 5.1c, 5.1g, 5.1h, 5.2a, 5.2d, 5.2e, 5.2f, 5.2h, 5.3a, 5.3b, 5.3f y 5.3g).

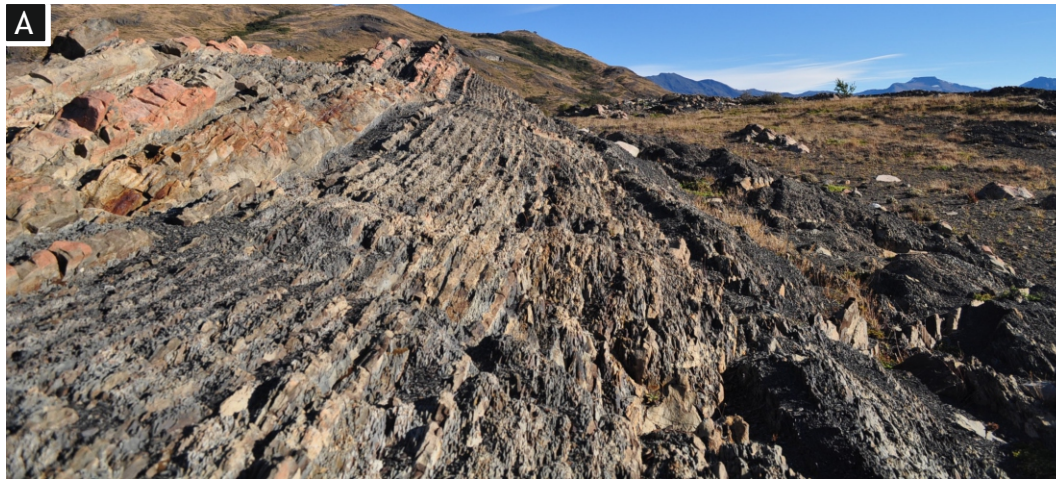
## Interpretación

La AF1 representa la depositación a partir de flujos turbidíticos de baja densidad. Los depósitos turbidíticos son producto de flujos gravitacionales que pueden originarse mediante una variedad de mecanismos: inestabilidades de los sedimentos en un resalto (frente deltaico o talud; Andresen y Bjerrum, 1967); por flujos hiperpícnicos fluviales (Piper y Savoye; 1993; Mulder y Syvitski, 1995; Plink-Björklund *et al.*, 2001); por reflujo después de los episodios de tormentas (Inman *et al.*, 1976; Shepard *et al.*, 1977; Dengler *et al.*, 1984) y además pueden provenir de la transformación de flujos más densos y hasta ser desencadenados por erupciones volcánicas (Limpan y Mullineaux, 1981; Kokelaar, 1992). De acuerdo con su origen las corrientes turbidíticas pueden ser eventuales (*surge-type turbidity currents*) o sostenidas, manteniendose por un

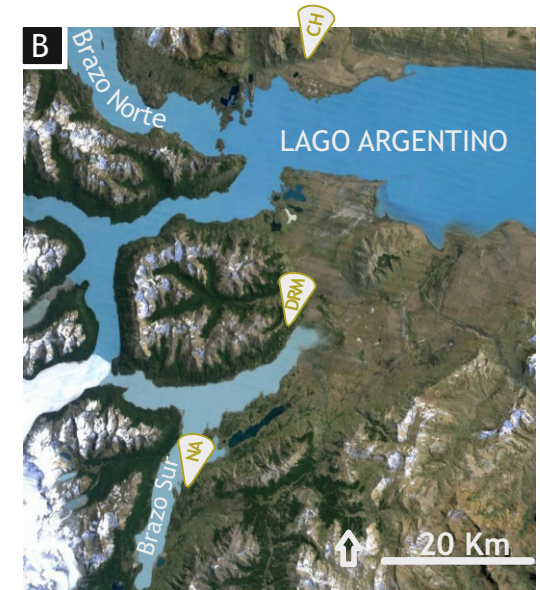


# Formación Cerro Toro AF1 Fangolitas y areniscas finas estratificadas

Lámina 5.1



Vista general de la AF 1.  
Perfil NA,  
Formación Cerro Toro.



Mapa de ubicación de los perfiles donde se reconoció la AF 1.

## AF1a Secuencias turbidíticas de flujos tipo *surge*

Turbiditas espesamente estratificadas (Walker, 1985).

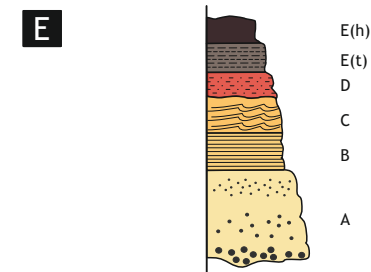


Fnm  
Alet  
Alh  
Am  
Fnm

CCC-Turbiditas (Walker, 1985).

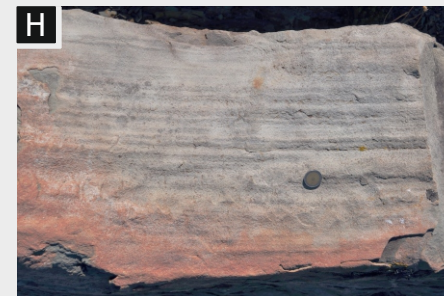
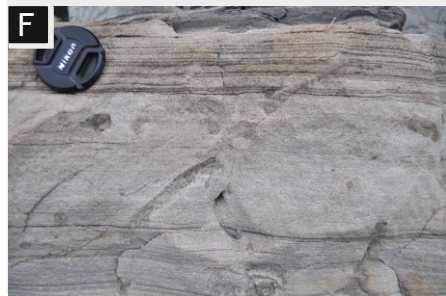


Fnm  
Alec  
Fnm  
Alec  
Fnm



Secuencia de turbidita clásica Bouma (1962).

## AF1b Secuencias turbidíticas de flujos *sostenidos*



Estratos de areniscas que no presentan los clásicos arreglos verticales de facies de los modelos de flujos tipo *surge* (Bouma, 1962 y Walker, 1985).



# Formación Cerro Toro

## AF1 Fangolitas y areniscas finas estratificadas

Lámina 5.2

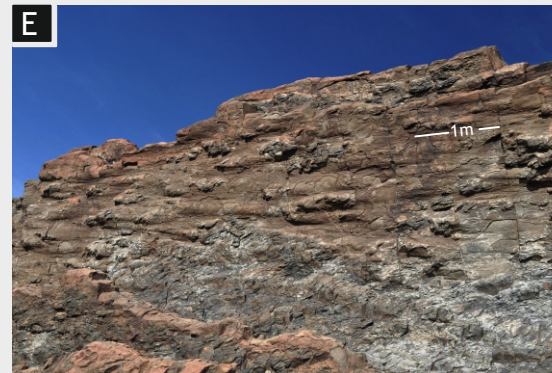


Vista general de la AF1. Perfil NA, Formación Cerro Toro.

### AF1c Tempestitas



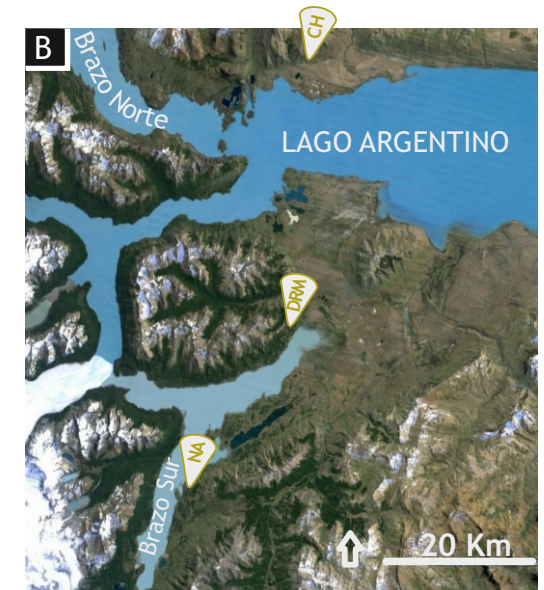
C y D. Depósitos turbidíticos modificados por oleaje (lupa y moneda 2,5 cm). E. calcos de hoyos de flujo de gran escala y canaletas.



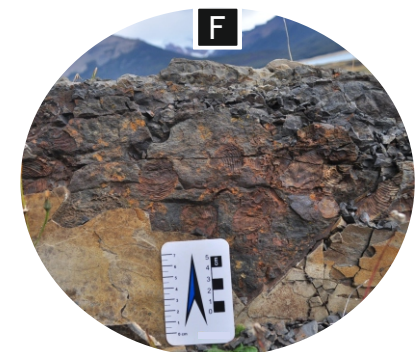
### AF1d Depósitos finos por decantación



Depósitos de fangolitas negras masivas intercaladas entre los depósitos turbidíticos arenosos, moneda 2,5 cm.



Mapa de ubicación de los perfiles donde se reconoció la AF 1.



Moldes de inocerámidos.



# Formación Cerro Toro

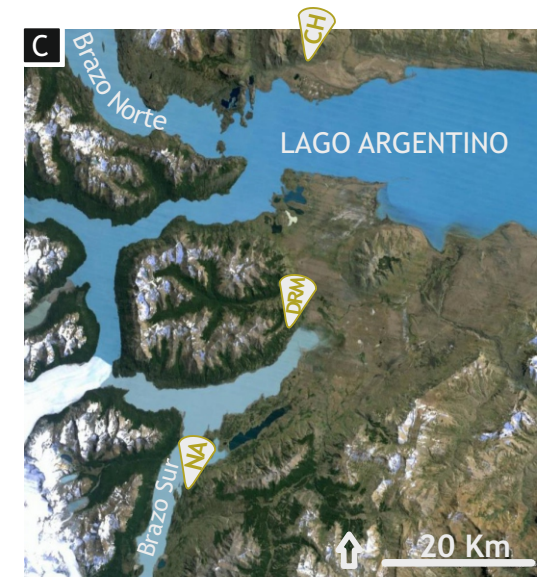
## AF1 Fangolitas y areniscas finas estratificadas

Lámina 5.3

### AF1e Depósitos con estructuras de deformación sin-sedimentaria



Diques clásticos arenosos (flechas), persona 1,7 m.  
Perfil NA, Formación Cerro Toro.



Mapa de ubicación de los perfiles donde se reconoció la AF 1.



E y F. Areniscas con laminación convoluta (moneda 2,5 cm).



D. Secuencia con estratificación convoluta por desmoronamiento o *slump* entre secuencias turbidíticas sin deformación. Las líneas blancas remarcan las orientaciones de las capas plagada (persona 1,6m).  
Perfil DRM, Formación Cerro Toro.

periodo relativamente prolongado de tiempo (*sustained turbidity current*) (Kneller y Bukee, 2000; Plink-Björklund y Steel, 2001). Los depósitos de corrientes turbidíticas varían dependiendo de las características del flujo mencionadas. A continuación se describen e interpretan los distintos depósitos que conforman la AF1.

#### 5.1.1a AF1a: Secuencias turbidíticas de flujos tipo *surge*

Algunas de las capas que conforman AF1 presentan claras arreglos granodecrecientes con pasajes transicionales en las estructuras sedimentarias mecánicas (Lámina 5.1c y d), evidenciando la desaceleración paulatina del flujo. Walker (1985) propuso modelos alternativos de la clásica Secuencia de Bouma (1962) (Lámina 5.1e) para los depósitos asociados a flujos turbidíticos de baja densidad. Estos modelos se denominan “Secuencias de Turbiditas espesamente estratificadas” (*Thick-bedded turbidite*) y “Secuencias de Turbiditas finamente estratificadas” (*Thin-bedded turbidite*). En el primer modelo, la secuencia está conformada por una capa más o menos espesa de arenisca masiva (Division A de Bouma) sucedida por unas pocas capas de areniscas con laminación horizontal (División B) y laminación entrecruzada (División C). En el segundo modelo, la División A está ausente y sólo se conforma por la División B-C o C solamente.

En la AF1, los intervalos con arreglos de facies Am-Alh-Alet-Fnm (Lámina 5.1c) o Am-Alet son comparables con la secuencia de Turbiditas espesamente estratificadas de Walker (1985), mientras que los intervalos con arreglos de facies Alh-Alec-Fm o FAlh-Alet son muy semejantes a la secuencia de Turbiditas finamente estratificadas de este mismo autor. Además, son comunes los intervalos con secuencias de facies Alh-Alec-Fnm la cual se diferencia por presentar rasgos de laminación convoluta y calcos de carga en la capa de Alh basal (Lámina 5.1d). Este tipo de secuencia es característica de una subdivisión de las Turbiditas finamente estratificadas, denominadas Turbiditas CCC (Walker, 1985).

### 5.1.1b AF1b: Secuencias turbidíticas de flujos sostenidos

Muchas de las capas de la AF1 presentan secuencias de facies que distan de las secuencias turbidíticas de Bouma y Walker (Lámina 5.1f-h). Estas por lo contrario no presentan tendencias granodecreciente y los arreglos de facies reflejan fluctuaciones, disminución y aumento, en la velocidad flujo (FAlh-Alh-FAlh, FAlh-Am). Estas características de los depósitos turbidíticos sugieren corrientes relativamente más sostenidas en el tiempo que las de las secuencias tipo *surge* (Plink-Björklund y Steel, 2001; Mulder y Alexander, 2001).

### 5.1.1c AF1c: Tempestitas

Otra de las capas de la AF1 presenta rasgos de influencia de flujos oscilatorios (Lámina 5.2c y d). El arreglo de facies de estos niveles se compone de una capa arenisca basal masiva que pasa trancionalmente a areniscas finas con laminación horizontal y luego a areniscas finas con laminación entrecruzada monticular o, directamente desde la capa masiva, pasa a areniscas finas con laminación entrecruzada monticular. Las bases de estas secuencias presentan superficies erosivas con calcos de hoyos de flujo de gran escala y canaletas (Lámina 5.2e). En algunos casos presenta gradación normal desde *lags* conformados por areiscas medianas a gruesas o fragmentos de valvas. Hacia el tope, son cubiertas por facies de fangolitas negras masivas.

Estas secuencias representa depósitos asociados a flujos turbidíticos modificados por olas, conocidos también como “tempestitas”. El sedimento aportado por corrientes turbidíticas puede ser retrabajado por flujos combinados u oscilatorios durante episodios de tormenta o directamente la turbulencia provocada por las olas de tormenta generan flujos gravitacionales sostenidos (Traykovski *et al.*, 2000; Wright *et al.*, 2001; Myrow *et al.*, 2002). La capa inferior de areniscas masivas (Am) con estructuras erosivas en la base evidencia el pasaje de flujos unidireccionales muy energéticos mientras que las capas superiores de areniscas con laminación entrecruzada monticular representa la acción de flujos oscilatorios o combinados (Ahcl) (Myrow *et al.*, 2002). Generalmente este arreglo finaliza con una capa de fangolitas masivas



(Fnm) que representa la depositación por decantación del material fino de fondo tras el cese del episodio de tormenta.

#### 5.1.1d AF1d: Depósitos finos por decantación

Las facies de fangolitas negras masivas son abundantes en la AF1 y se presentan separando los depósitos arenosos (Lámina 5.2g y h). El espesor de los niveles de fangolitas es variable entre 0,2 y 2 m. En los niveles más delgados la estrecha relación con las facies arenosas de los depósitos turbidíticos permite vincular la capa de fangolitas al estadio póstumo de estos flujos donde se deposita por decantación el sedimento fino de fondo (ej. División Et de la secuencia de Bouma; Bouma, 1962; Posamentier y Walker, 2006). Por otro lado, los niveles más espesos representan la depositación por decantación durante largos periodos con disminución del aporte arenoso por parte de flujos turbidíticos. En este caso, la acumulación de material fino se debe a la decantación a partir de plumas hipopícnalas que llegan a zonas muy alejadas de la costa hasta incluso el quiebre de la plataforma (Suter, 2006). La decantación se produce por la disminución de la turbulencia y por la floculación de las partículas en suspensión (Bently, 2003). Si las concentraciones de sedimentos son suficientemente altas como para formar fangos fluidos (*fluid muds*), los cuales colapsan en corrientes de fondo, el proceso de decantación es más efectivo (Kineke *et al.*, 1996).

#### 5.1.1e AF1e: Depósitos con estructuras de deformación sin-sedimentaria

Estos depósitos están caracterizados por presentar rasgos de deformación sinsedimentaria debido al fenómeno de licuefacción. Entre estos se encuentran las capas de areniscas finas con laminación convoluta (Alc) (Lámina 5.3f y g), diques de arena (Lámina 5.3a y b) y depósitos con estratificación convoluta (FAec) (Lámina 5.3d). Todas estas estructuras deformacionales deben su origen a licuefacción y deformación plástica de sedimentos con altos contenidos de agua poral (Posamentier y Walker, 2008). El proceso de licuefacción puede ser espontáneo o desencadenarse a partir de un factor externo como la sobrecarga de la pila sedimentaria, inestabilidades

en una pendiente, golpe de las olas e incluso por los movimientos durante terremotos (Collinson *et al.*, 2006).

Las capas de areniscas de la AF1e con laminación convoluta son producto de la depositación abrupta de la carga de flujos turbidíticos y de la licuefacción espontánea o de la desencadenada a causa de algún factor externo (Collinson *et al.*, 2006). Los diques clásticos o diques de arena son inyecciones súbitas de sedimento a partir de una capa fuente, la cual sufrió licuefacción por un golpe externo o por sobrepresión a partir de la deshidratación por compactación de las pelitas circundantes (Collinson *et al.*, 2006). El intervalo de fangolitas y areniscas con estratificación convoluta se encuentra intercalada entre espesas secuencias de depósitos turbidíticos sin deformación. Esto permite inferir que se trata de un desmoronamiento de los depósitos turbidíticos asociados (*Slump*). Estos desmoronamientos se dan en sedimentos que yacen sobre una pendiente que se vuelve inestable por la alta presión de fluidos en los poros. Los sedimentos por encima de la capa inestable se mueven pendiente abajo por gravedad como una masa coherente hasta que se deshidratan (Collinson *et al.*, 2006; Posamentier y Walker, 2006). La conservación de los pliegues sinsedimentarios sugiere que esta masa de sedimento se transportó solo pocos metros pendiente abajo, sin perder su estructura y depositándose como una unidad (Posamentier y Walker, 2006).

## 5.2 Formación Alta Vista

### 5.2.1 AF2: Depósitos de grano fino gris oscuro con abundante fitodetritos

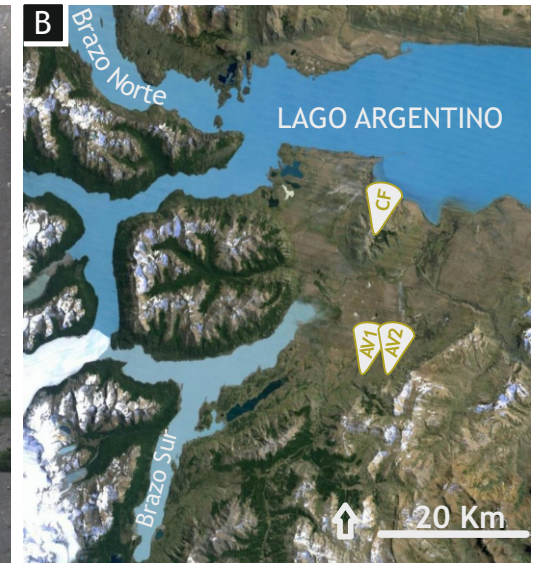
#### Descripción

Esta asociación de facies está conformada casi puramente por la facies de fangolitas negras masivas (Fnm<sub>2</sub>) con muy pobre representación de facies de areniscas masivas (Am) y fangolitas y areniscas con laminación horizontal (FAlh) en estratos muy delgados (0,5 a 2 cm). Esta unidad sedimentaria está conformada por secuencias de decenas de metros de espesor, dominadas por fangolitas con muy pocas intercalaciones de areniscas muy finas masivas y con laminación horizontal, de color negro oscuro a gris (Lámina 5.4a y c), con abundante material fitodetrítico y muy escasa a nula bioturbación (Lámina 5.4d

**AF2** Depósitos de grano fino gris oscuro, con abundante fitodetritos



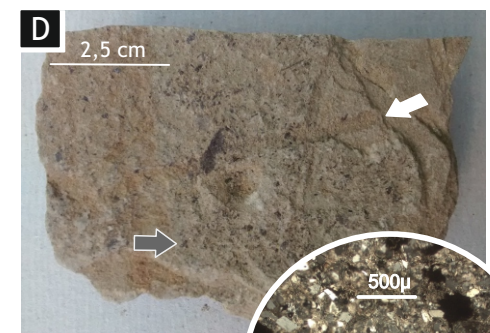
AF2 en el Perfil AV1, Formación Alta Vista. Persona de escala (2 m).



Mapa de ubicación de los perfiles donde se reconoció la AF2.



AF2 en el Perfil AV2, Formación Alta Vista. Persona de escala (2 m).



Fotografías de muestra de mano (D) y de corte delgado con polarizadores (E) de arenisca de la AF2 donde se ven abundantes fitodetritos (flecha gris) y algunas trazas fósiles (flecha blanca).



y e). Estos depósitos, presentan restos de *Thoracosphéridos* (quistes de dinoflagelado calcáreo). La geometría de estos depósitos está caracterizada por bancos tabulares delgados y extensos.

La AF2 se identifica en la sección inferior de los perfiles AV1, AV2 y CF (Lámina 5.4b).

### Interpretación

Esta asociación de facies se interpreta como depósitos finos de prodelta donde el sedimento se transportó como plumas fluviales al mar. Los sedimentos fangosos (Fm) de la AF2 se depositaron por decantación a partir de plumas fluviales hipopícnas fangosas (*Hypopycnal mud plume*) o de flujos hiperpícnos distales. Las plumas hipopícnas fangosas son suspensiones de agua y sedimento fino que resulta de la separación de la carga fluvial al producirse la expansión del flujo (Plink-Björklund y Steel, 2004; Batthacharya, 2006). Otro proceso por el cual el sedimento fino llega a estas zonas distales es mediante corrientes hiperpícnas (Mulder y Syvitski, 1995). Estas corrientes pueden provenir de la misma descarga fluvial como corrientes más o menos continuas (*sustained turbidity currents*) o generarse episódicamente en el frente deltaico como corrientes gravitacionales eventuales (*surge-type turbidity currents*) (Plink-Björklund y Steel, 2004; Bhattacharya, 2006).

Cualquiera sea el caso, los sedimentos fangosos de la AF2 se habrían depositado por rápida decantación (ver Capítulo 4) dejando capas delgadas las cuales muestran ausencia de laminación y nulo a bajo grado de bioturbación (*Fluid muds layers*) (Kuehl *et al.*, 1986; Allison *et al.*, 2000; MacEachern *et al.*, 2005). Por otro lado, las capas de areniscas masivas (Am) y las capas de fangolitas y areniscas laminadas (FAlh) están relacionadas a la llegada, con menor frecuencia, de material tractivo de flujos hiperpícnos a zonas donde normalmente domina la decantación (Martini y Sandrelli, 2014).

Las variaciones en el tipo de flujo (hipopícnal/hiperpícnal) se asocian a fluctuaciones en la carga y el comportamiento de las plumas fluviales de acuerdo al régimen de crecidas (Bhattacharya, 2006). El alto contenido de fitodetritos de estos depósitos es una evidencia fundamental de que estos flujos



tienen estrecha conexión con el continente (Mulder y Alexander, 2001; Johnson *et al.*, 2001; Bhattacharya, 2006). Los sistemas fluviales asociados a deltas son importantes fuentes de material vegetal (Plink-Björklund y Steel, 2004; MacEachern *et al.*, 2005; Bridge y Demicco, 2008). Las variaciones internas en el contenido de fitodetritos y briznas vegetales presente en las fangolitas negras masivas y en las fangolitas y areniscas con laminación horizontal (ver Fnm y FAlh en Capítulo 4) demuestran que el aporte de este componente fue en pulsos. Estas fluctuaciones en el aporte fitodetrítico se deben a las variaciones estacionarias en la carga fluvial o a las desviaciones en la ubicación de la descarga deltaica (Bridge y Demicco, 2008).

Los *Thoracosphéridos* son quistes de dinoflagelados calcáreos que viven en ambientes marinos estresantes o en ambientes marino marginales. Por lo cual, su presencia en estos depósitos, al igual que la escasa icnodiversidad, sugiere la influencia de factores que alteren los valores de salinidad en el ambiente como el ingreso de agua dulce al ambiente marino por la interacción con un sistema deltaico.

El prodelta es la extensión subácuea de un delta en el cual la depositación de los sedimentos provenientes del continente se mezclan con la sedimentación hemipelágica marina (Bhattacharya, 2006). Aunque los límites físicos entre un subambiente de prodelta y una plataforma marina no son claramente definidos lo cierto es que las tasas de depositación de fangos fluidos (*fluid mud layers*) asociadas a influjos fluviales son mucho más elevadas que las de decantación por suspensiones hemipelágicas (Neil y Allison, 2005). El bajo grado de bioturbación de los sedimentos de la AF2 puede demostrar, además de las condiciones ambientales estresantes antes mencionadas, que las tasas de sedimentación fueron lo suficientemente altas como para no permitir la colonización de organismos (MacEachern *et al.*, 2005; Neill y Allison, 2005, Bhattacharya, 2006). Por otro lado, la ausencia de restos fósiles puramente marinos refuerza la idea de que este ambiente está mucho más ligado a un ambiente de transición (delta) que a un ambiente netamente marino (plataforma).

### 5.2.2 AF3: Clinoformas de areniscas finas amarillas

#### Descripción

Esta unidad sedimentaria está conformada por cuerpos lenticulares (clinoformas) de areniscas finas amarillentas masivas, areniscas con laminación horizontal, areniscas laminación ondulítica de oleaje y areniscas con alto grado de bioturbación (Am, Alh, Alo y Ai). Si bien las facies arenosas son las dominantes presenta escasa participación de facies más finas (Fnm y Htf) (Lámina 5.5) también de forma lenticular. Estas clinoformas están caracterizadas por delgados y extensos cuerpos de geometría sigmoidal con inclinaciones de entre 1 a 8° y cuyos arreglos progradan en dirección norte (Lámina 5.5a y c). Estos depósitos presentan abundante contenido fitodetrítico y moderado grado de bioturbación de trazas en galería, tubos simples horizontales y verticales.

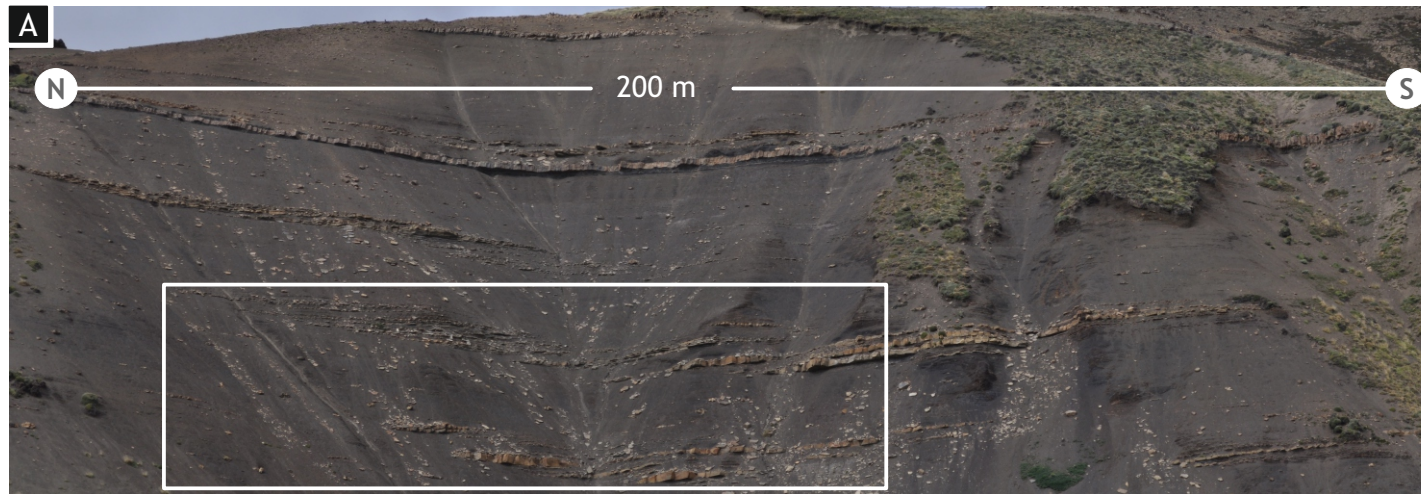
La AF3 se encuentra intercalada entre la AF2 (Lámina 5.5a y c) y se identifica en los mismos perfiles AV1, AV2 y CF (Lámina 5.5b).

#### Interpretación

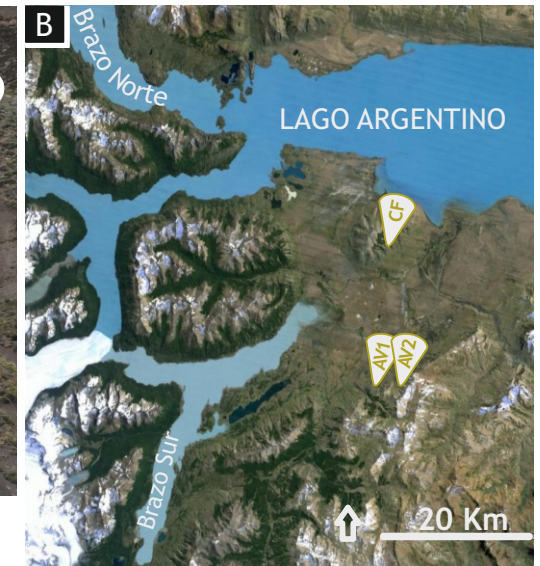
La AF3 se interpreta como lóbulos arenosos distales. La llegada de estos flujos arenosos puede vincularse a varios factores como producto de corrientes hiperpícnicas en la desembocadura fluvial o bien de flujos gravitacionales del frente deltaico (corrientes turbidíticas de frente deltaico) (Bhattacharya, 2006).

Las facies de areniscas masivas (Am) y areniscas con laminación horizontal (Alh) en cuerpos delgados de geometría lenticular son producto de la depositación a partir de corrientes hiperpícnicas arenosas densas. La desaceleración abrupta de estos flujos genera la depositación instantánea de la carga arenosa (ver Capítulo 4, Facies Am). Cuando estas corrientes son algo más diluidas, pueden generar estructuras como laminación horizontal de alto régimen de flujo (ver Capítulo 4, Facies Alh). La presencia de ciertos niveles de areniscas con laminación ondulítica de oleaje, Facies Alo, evidencia la influencia de corrientes oscilatorias en estos depósitos.

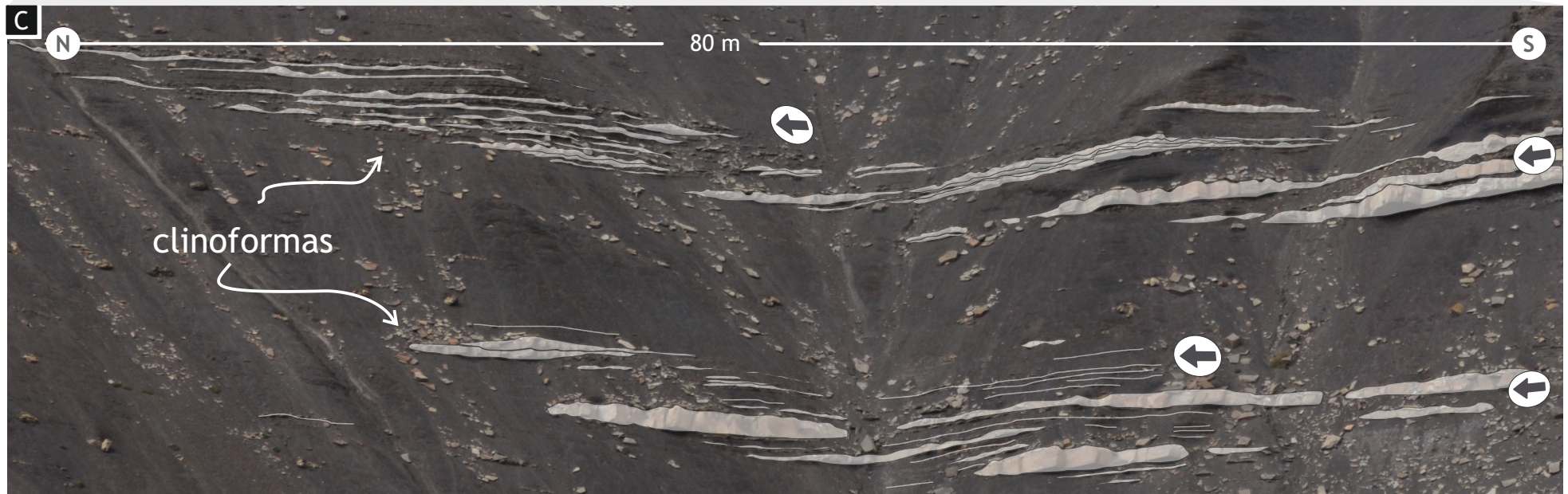
**AF3** Clinofomas de areniscas finas amarillas



Fotografía de la sección inferior del Perfil Av1 (Formación Alta Vista). El recuadro muestra la ubicación de la fotografía de abajo donde se mapearon los cuerpos arenosos.



Mapa de ubicación de los perfiles donde se reconoció la AF3.



Mapeo de las clinoformas de la AF 3, Perfil Av1 (Formación Alta Vista). Nótese el sentido de progradación hacia el norte (flechas).

Corrientes hiperpícnicas originadas en el frente deltaico pueden desencadenarse como producto de terremotos, por la carga de las olas de tormentas o cuando la acumulación de material excede el ángulo de reposo (Bhattacharya, 2006; Bridge y Demicco, 2008). Por otro lado, la intensidad de la descarga de los sistemas fluviales varía de acuerdo al régimen de crecidas (estacionales o centenarias) (Bhattacharya, 2006). Los depósitos de la AF3 podrían deberse al ingreso de flujos hiperpícnicos a zonas distales producto de algunos de estos factores. La evidencia de flujos oscilatorios (Facies Alo) conlleva a vincular el origen de estos lóbulos arenosos principalmente con episodios de tormenta (Bhattacharya, 2006).

Los lóbulos arenosos presentan geometrías de clinoformas sigmoidales de bajos gradientes (entre 1 y 8°) (Lámina 5.5c). Estas son características de clinoformas deltaicas subácueas asociadas a zonas distales del frente deltaico (*foresets*) (Bhattacharya, 2006). La dirección en la que se superponen las clinoformas indica una progradación de los lóbulos hacia el norte. De todas maneras esta no es necesariamente la dirección de progradación del sistema depositacional ya que depende de la relación de la orientación del afloramiento con respecto a la dirección de las paleocorrientes (ver Capítulo 7).

En estos depósitos también es abundante el contenido fitodetrítico tanto en forma diseminada (en Facies Am) como concentrado en láminas delgadas (en Alh) evidenciando la conexión con una fuente fluvial (Bhattacharya, 2006; Bridge y Demicco, 2008).

### 5.3 Formación Anita

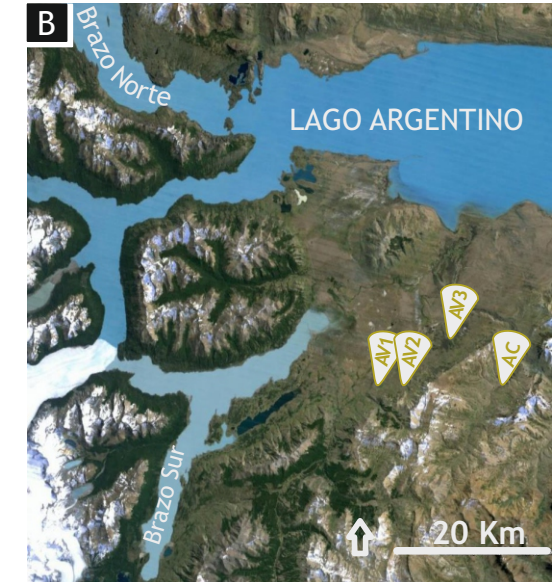
#### 5.3.1 AF4: Areniscas finas y heterolíticas gris-violáceas en estratos tabulares

##### Descripción

Esta asociación de facies está conformada principalmente por areniscas finas y muy finas, de coloración gris violáceas, con estructura masiva (Am) y con laminación horizontal difusa (Alh) (Lámina 5.6c y d). Estas capas arenosas se presentan, en algunos casos amalgamadas, pero frecuentemente son intercaladas por facies heterolíticas (Htf) (Lámina 5.6a). En menor medida se

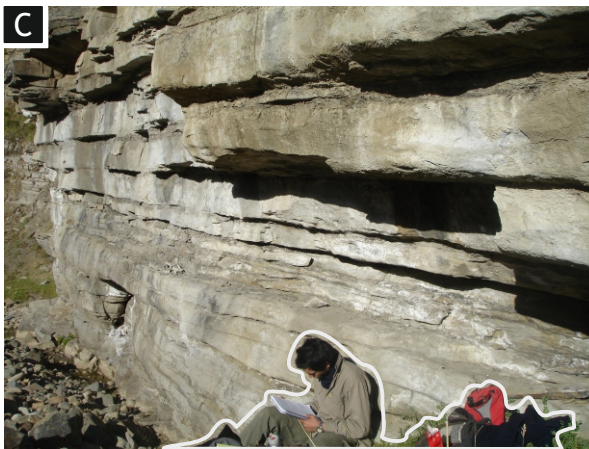


**AF4** Areniscas finas y heterolíticas gris violáceas en estratos tabulares



Mapa de ubicación de los perfiles donde se reconoció la AF4.

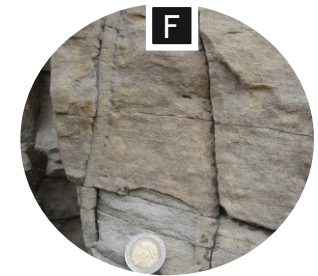
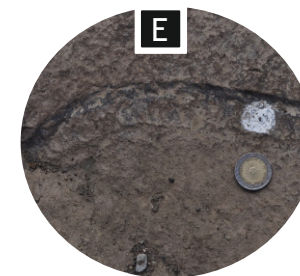
AF4 en el Perfil AC, Formación Anita (Intervalo basal). Nótese la persona de escala (1,8 m).



Detalle de AF4 en el Perfil AC.



Facies Htf con alto grado de bioturbación.



E. Trazas fósiles de *Rhizocorallium*. F. *Ophiomorpha*

presentan facies de areniscas con laminación entrecruzada tangencial (Alet), areniscas con óndulas simétricas (Alo) y areniscas fuertemente bioturbadas (Ai). En estos depósitos son muy abundantes las concentraciones de briznas vegetales. La bioturbación por parte de organismos marinos es característica (Lámina 5.6e y f). Se conforma de icnoasociaciones monoespecíficas en su mayoría de *Rhizocorallium* y en menor medida *Ophiomorpha*. Los espesores de estas capas varían entre 0,50 y 1,5 metros y presentan geometría tabular horizontal a subhorizontal con inclinaciones leves de alrededor de 1° y extensiones laterales de decenas de metros (Lámina 5.6a).

La AF4 se identifica en los perfiles AV2, AV3 y AC (Lámina 5.6b).

### Interpretación

La AF4 se interpreta como lóbulos arenosos proximales. Estos depósitos son producto de la sedimentación a partir de flujos hiperpícnicos relativamente continuos, en la desembocadura de los canales distributarios terminales de frente deltaico (Bhattacharya, 2006). Las litologías de la AF4 presentan fuertes características de depósitos asociados a flujos hiperpícnicos continuos o semicontínuos (*sustained turbidity currents*). Por un lado, el gran espesor de las capas de areniscas con estructuras tractivas (Am, Alh y Alet) demuestran depositación por agradación gradual desde corrientes turbidíticas continuas (Kneller, 1995). Esto se debe a que el efluente fluvial es semicontínuo, de días y hasta semanas, generando descargas constantes de sedimento (Plink-Björklund y Steel, 2004 y citas ahí). Por otro lado, las secuencias de capas alternantes entre areniscas masivas y areniscas laminadas de esta asociación de facies reflejan fluctuaciones temporales en la velocidad y carga de sedimento dentro de un mismo flujo lo cual es una diferencia significativa con respecto a las clásicas secuencias de Bouma asociada a flujos turbidíticos eventuales (*surge-type turbidity currents*; Plink-Björklund y Steel, 2004; Martini y Sandrelli, 2015). Las capas de areniscas con laminación ondulítica de oleaje (Alo) representan periodos donde dominaron los flujos oscilatorios como los episodios de tormentas (Bhattacharya, 2006).



El alto contenido fitodetrítico de estos depósitos es un fuerte indicador de su conexión directa con una fuente fluvial (Mulder y Alexander, 2001; Johnson *et al.*, 2001; Bhattacharya, 2006). Este material es muy abundante en todas las facies de esta asociación otorgándole el color gris violáceo característico. La abundancia de este componente y su buena preservación permiten inferir que los flujos que dieron lugar a estos depósitos fueron corrientes hiperpícnicas de origen fluvial (Johnson, *et al.*, 2001).

Las facies heterolíticas de esta asociación presentan alto grado de bioturbación y al igual que las areniscas, abundantes fitodetritos. Estas facies representan depósitos de flujos hipopícnicos e hiperpícnicos de baja densidad (Wright *et al.*, 1986; Nemec, 1995). Este tipo de flujos fueron asociados por algunos autores a periodos de menor descarga fluvial (Martini y Sandrelli, 2015), mientras que otros los relacionan a las descargas “normales” tanto que los flujos hiperpícnicos de alta densidad son los producidos durante las crecidas (Wright *et al.*, 1986).

### 5.3.2 AF5: Areniscas finas gris-violáceas en cuerpos canaliformes

#### Descripción

Esta asociación de facies está conformada fundamentalmente por areniscas finas y muy finas grisáceas masivas, con laminación horizontal y gradación normal (Facies de Am, Alh, Agn) y en menor medida areniscas con laminación entrecruzada tangencial, laminación ondulítica por oleaje, heterolíticas y fangolitas (Alet, Alo, Htf y Fnm). Dichas facies no se distinguen demasiado de la AF4, sin embargo los depósitos de la AF5 se presentan en cuerpos de geometría canaliforme (Lámina 5.7a, c y d). Estos cuerpos pueden presentarse en formas de pequeña escala, con anchos de entre 20 a 50 centímetros y profundidades entre 5 a 15 centímetros (Lámina 5.7c). Es muy común la presencia de *lags* basales con disminuciones de grano hacia el techo. Además existen formas canaliformes mayores de entre 5 a 50 metros de ancho y de 0,5 a 2 metros de profundidad (lámina 5.7a y d). Estas están rellenas principalmente por areniscas masivas en estratos separados por superficies erosivas con alto contenidos de briznas vegetales e intraclastos pelíticos. En los

**AF5** Areniscas finas gris violáceas canaliformes



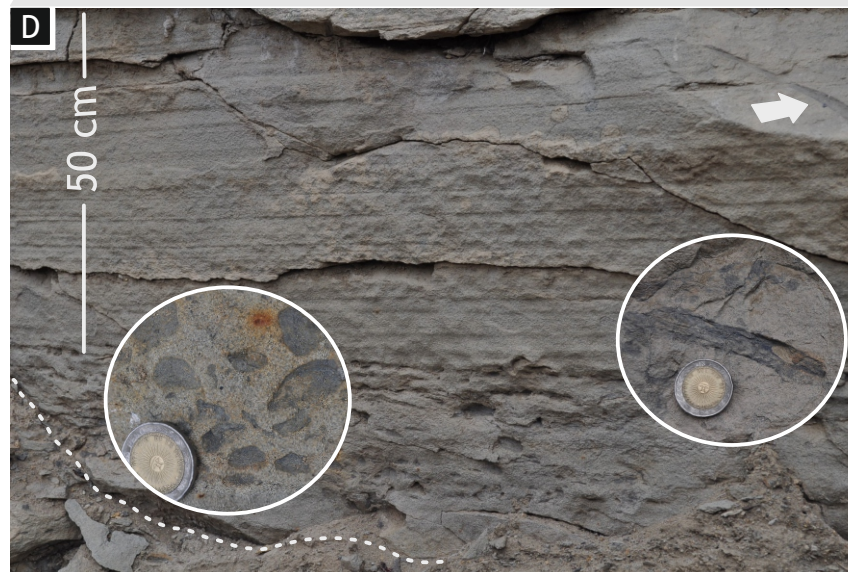
AF5 en el Perfil AC, Formación Anita (intervalo basal).



Mapa de ubicación de los perfiles donde se reconoció la AF 5.



Geometrías canaliformes de pequeña escala (AF5) en el perfil AV2, Formación Anita (Intervalo basal).



Detalle de la base de canal de gran escala (AF5). Los aumentos muestran las concentraciones de tallos y briznas vegetales comunes en estos depósitos. La felcha blanca indica una traza de *Rhizocorallium*.



casos donde no hay estratos amalgamados, los cuerpos de areniscas se encuentran intercalados con niveles delgados de facies Heterolíticas (Htf) o fangolitas masivas (Fnm). Al igual que en la AF4, algunas de las capas de areniscas masivas y areniscas con laminación horizontal presentan abundante trazas de *Rhizocorallium* mientras que las heterolíticas presentan muy alto grado de bioturbación en general del icnogénero *Planolites*.

La AF5 se identifica en los perfiles AV1, AV2, AV3 y AC (Lámina 5.7b).

### Interpretación

Esta asociación de facies se interpreta como el relleno de canales distributarios terminales o canales de descarga (*chutes*). Estas formas canalizadas son originadas por flujos en chorros (*jet flows*) de corrientes hiperpícnicas de origen fluvial (Bates, 1953; Wright, 1977; Orton y Reading, 1993; Nemec, 1995; Bhattacharya, 2006; Martini y Sandrelli, 2015). En deltas actuales son interpretados como las terminos más distales conectadas con el sistema distributivo (Alexlsson, 1967). El conjunto de facies que conforma el relleno de estas formas canalizadas no presenta tendencias verticales del tamaño de grano. Esta característica ya fue observada por otros autores en la interpretación de canales distributarios terminales y fue atribuida a la buena selección del sedimento que aporta el sistema deltaico (Martini y Sandrelli, 2015). Los depósitos de la AF5 presentan un arreglo de facies, contenido de fitodetritos y asociación icnológica muy similar a las de AF4 lo que evidencia una íntima relación genética con los depósitos de lóbulos frontales. Por tal motivo se puede considerar que el relleno de estas formas canalizadas fue producto de los mismos procesos que depositaron las facies de AF4.

#### 5.3.3 AF6: Areniscas medianas amarillentas con estratificación entrecruzada en artesa de mediana y gran escala

##### Descripción

Esta asociación de facies está conformada por espesos paquetes de areniscas medianas a gruesas amarillentas con estratificación entrecruzada de mediana escala (Aeam), estratificación entrecruzada en artesas de gran escala

(Aeag), Areniscas con estratificación entrecruzada tangencial de bajo ángulo (Aeb), Areniscas con laminación ondulítica (Alo) y en menor medida areniscas con laminación horizontal (Alh) y areniscas masivas (Am) (Lámina 5.8a-d). En algunos sectores, los *sets* de areniscas con estratificación entrecruzada en artesa presentan caras frontales tapizadas con material limoso rico en fitodetritos (Lámina 4.13a y 4.14a, Capítulo 4). Además, son comunes las briznas y fragmentos de tallos en las bases de las capas de areniscas masivas y en las superficies de reactivación entre *cosets* (Lámina 4.14b, Capítulo 4). Las capas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo se distribuyen en niveles discretos y se hayan muy asociadas a los estratos con los estratos de areniscas con laminación ondulítica. Los intraclastos pelíticos son un rasgo común dentro de las capas arenosas y, normalmente, presentan gran tamaño, se encuentran tanto sobre superficies erosivas como dentro de las capas entrecruzadas de Aeam y Aeag. En algunos casos, las capas de areniscas con estratificación entrecruzada en artesa presentan *cosets compuestos* (*Composite cosets*), con cuerpos de menor escala hacia el tope (Lámina 4.14c, Capítulo 4). Lentes muy delgados (1 a 2 cm) de sabulitas aparecen interdigitados entre las areniscas con estratificación entrecruzada en artesa y las areniscas masivas.

Las paleocorrientes tomadas de las caras frontales y los ejes de artesas de los estratos entrecruzados presentan un rango de orientación entre N140° y N235°, con un vector promedio de N190° (Lámina 5.8a).

La geometría interna de las capas de areniscas está caracterizada por estratos inclinados (clinoformas) y cuerpos canaliformes (Lámina 5.8f). Este complejo de geometría externa tabular horizontal a suavemente lenticular se extiende por más de un kilómetro y tiene un espesor que varía entre 4,5 y 18 metros. Los cuerpos internos (clinoformas y canales) tienen entre 0,25 y 1,5 metros de espesor y presentan los mismos arreglos de facies. Las clinoformas tienen inclinaciones de entre 10 a 25° con direcciones aparentes de progradación hacia el SW y el NE (Lámina 5.8f).

Esta asociación de facies presenta un grado moderado de bioturbación compuesto por trazas en galería y tubos complejos como *Thalassinoides* (Lámina 5.8b), *Ophiomorpha* y *Rhizocorallium*.



**AF6** Areniscas medianas amarillentas con estratificación entrecruzada en artesa de mediana y gran escala



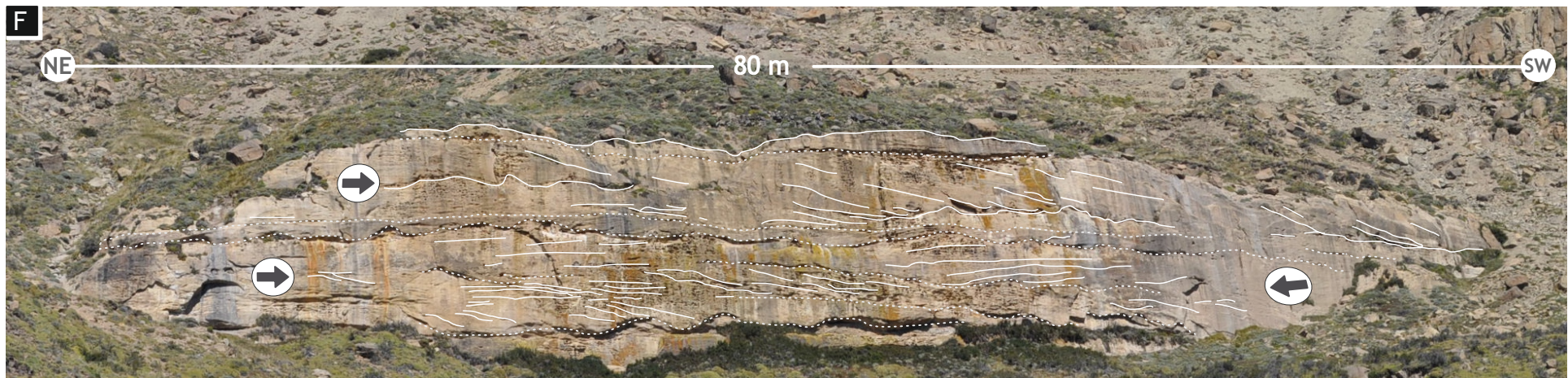
A. Vista general de AF6 y diagrama de las paleocorrientes en el Perfil AC, Fm. Anita (Intervalo medio). B. Aumento muestra trazas de *Thalassinoides*.



Detalle de las facies de AF6. C. Aeam. D. Aeag



Mapa de ubicación de los perfiles donde se reconoció la AF6.



Mapeo de las barras de desembocadura y los canales de la AF6. Nótese el cambio en la dirección de progradación de las clinoformas (→).

— Estratos inclinados      - - - - - Cuerpos canaliformes

La AF6 se identificó en los perfiles AV2, AV3 y AC (Lámina 5.8e).

### Interpretación

La AF6 representa un complejo de barras de desembocadura. Estos depósitos se acumulan en las zonas donde se produce el desconfinamiento de los canales distributarios y, consecuentemente, la disminución de su capacidad de transporte de sedimento (Nelson, 1970; Mackey y Bridge, 1995; Mulder y Syvitski, 1995; Battacharya, 2006; Bridge y Demicco, 2008). Las espesas secuencias de areniscas con estructuras tractivas de esta asociación de facies evidencian un régimen predominantemente friccional/hiperpícnico de la pluma fluvial (Bates, 1953; Martinsen, 1990; Battacharya, 2006). Además la granulometría y la escala de las estructuras mecánicas muestran que la depositación se produjo a partir de flujos unidireccionales energéticos (Collison *et al.*, 2006).

Los *cosets compuestos* de areniscas con estratificación entrecruzada evidencian los cambios en la energía del flujo probablemente dado por las fluctuaciones de las descargas fluviales (Collison *et al.*, 2006; Bridge y Demicco, 2008). Si bien la preponderancia de material arenoso demuestra el dominio de procesos tractivos, las eventuales superficies de reactivación y las capas con estratificación entrecruzada tangencial con intermitentes láminas de material fino representan momentos donde los procesos tractivos cesaron por un periodo relativamente corto y prevaleció la decantación. Estos cambios en el régimen de flujo son atribuidos a la modulación que ejercen las mareas en las corrientes hiperpícnicas o a variaciones en el régimen fluvial (Battacharya, 2006). El alto contenido de fitodetritos en las areniscas y la abundancia de moldes y fragmentos de tallos en las bases de los cuerpos arenosos son importantes indicios de la relación de estos depósitos con una fuente fluvial proveniente del continente (Battacharya, 2006).

Los niveles con estratificación entrecruzada tangencial de bajo ángulo asociado a laminación ondulítica evidencia la influencia de flujos oscilatorios o combinados durante episodios de tormenta.



El arreglo arquitectural de la AF6 está caracterizado por clinoformas las cuales representan la progradación de las barras de desembocadura (Lámina 5.8f). Las distintas direcciones de inclinación de las clinoformas (NE y SW) y la variabilidad en la distribución de las paleocorrientes de las estructuras tractivas (Lámina 5.8a) reflejan los cambios en la dirección de crecimiento de las barras a través del tiempo. Las cuerpos canaliformes asociados representan la disección de la barra por flujos erosivos como podrían ser términos distales de los mismos canales distributarios que construyen la barra (canales distributarios terminales) (Olariu *et al.*, 2005). La agradación y migración lateral de las barras de desembocadura sobre los canales terminales genera que ambos presenten el mismo o muy similar arreglo de facies (Olariu y Bhattacharya, 2006).

**5.3.4 AF7: Areniscas medianas a gruesas y conglomerados, anaranjados, con estratificación entrecruzada en artesa y masivos en cuerpos canaliformes**

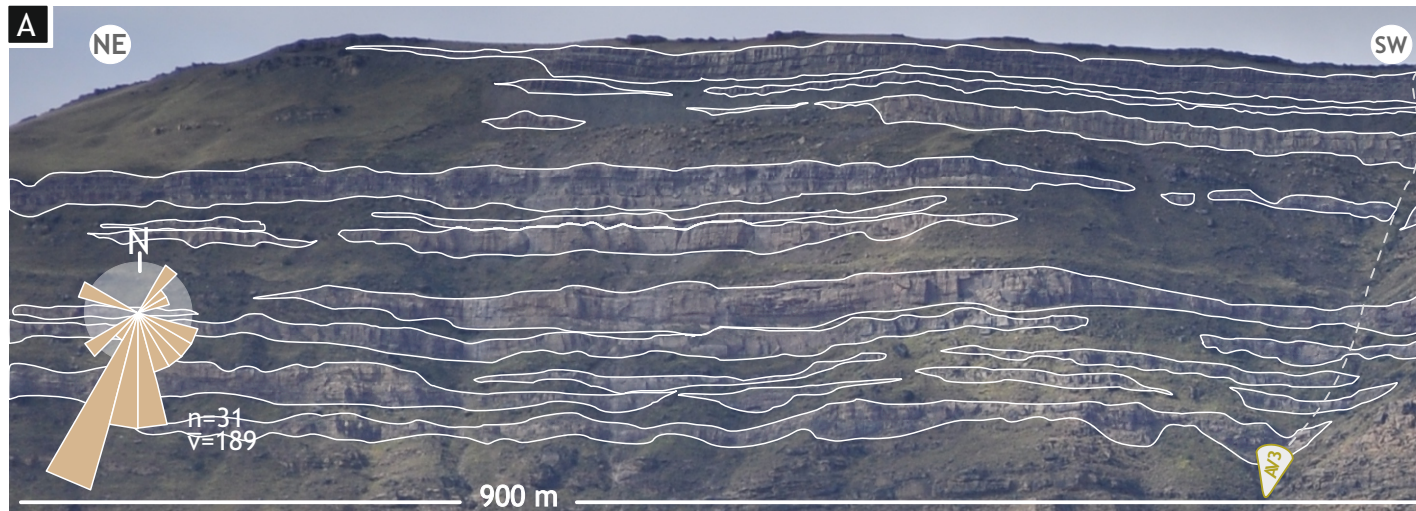
#### Descripción

Esta asociación de facies está conformada por capas de areniscas medianas y conglomerados con estratificación entrecruzada en artesa y masivos y en menor medida areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada tangencial (Aeam, Cea, Cm, ACeet, Aeam) (Lámina 5.9c-d). Son muy comunes los pasajes transicionales tanto laterales como verticales de las facies conglomerádicas a arenosas (Lámina 5.9e). Las bases de estos cuerpos son erosivas (Lámina 5.9d), presentan marcas de surcos, grandes intraclastos pelíticos y abundantes briznas vegetales, moldes y restos de tallos hasta incluso grandes troncos de casi medio metro de diámetro (Láminas 4.19a, Capítulo 4). Sólo un cuerpo presenta en su base una gran concentración de valvas, muchas articuladas y otras fragmentadas de conchillas de ostreidos y otros bivalvos indeterminados (ABgn).

Esta AF presenta por lo general geometrías canaliformes suaves de gran escala que conforman fajas que se extienden por más de 2,5 kilómetro de distancia (Lámina 5.9a).

La AF7 se identifica en los perfiles AV2, AV3 y PH (Lámina 5.9b)

**AF7** Areniscas medianas a gruesas y conglomerados anaranjados, con estratificación entrecruzada en artesa y masivos en cuerpos canaliformes



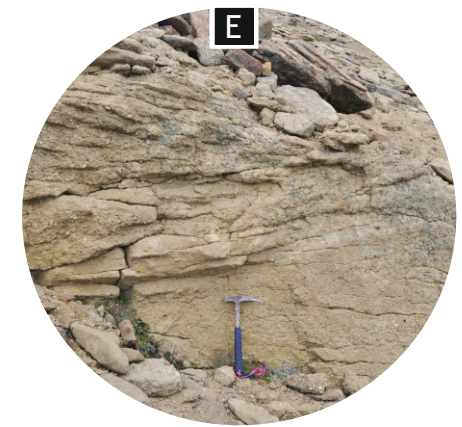
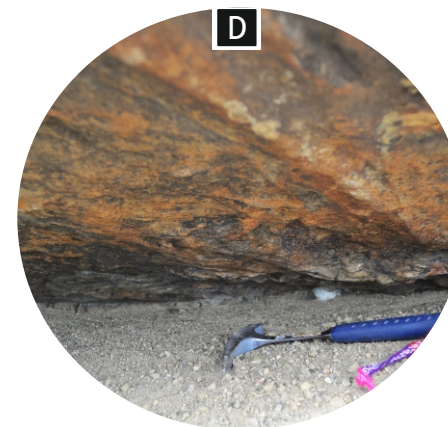
Trazado de canales distributarios (AF7) y ubicación del Perfil AV3. Abajo a la izquierda diagrama de las paleocorrientes. Formación Anita (Intervalo superior).



Mapa de ubicación de los perfiles donde se reconoció la AF7.



Detalle de la AF7 (Persona: 2m). Perfil AV3, Formación Anita (Int. superior)



D. Bases erosivas con calcos de marcas de surco de canales distributarios. E. Facies Cea. Piqueta: 30cm.

## Interpretación

Esta asociación de facies representa la deposición de la carga de fondo de canales distributarios. Estos canales conforman una red directamente comunicada con un sistema fluvial y son los que redistribuyen hacia el mar la carga de sedimento aportada desde la planicie aluvial (Bridge y Demicco, 2008; Battacharya, 2006.) La gran participación de areniscas y sobretudo conglomerados de esta asociación de facies demuestra que los flujos asociados a estos canales debieron ser muy energéticos (Collinson *et al.*, 2006). Por su parte, la bases canaliformes con marcas de surco y los enormes intraclastos pelíticos demuestran su capacidad erosiva. Por la granulometría y las estructuras presentes, se infiere que la deposición en estos cuerpos canalizados se debió, principalmente, a la migración de la carga de lecho en régimen de megaóndula 3D y a la deposición instantánea seguramente a partir de flujos más densos (Collinson *et al.*, 2006). La gran abundancia de material vegetal como briznas, tallos y troncos, demuestran estrecha relación con el medio terrestre. La presencia de valvas en la base de unos de los cuerpos evidencia influencia de las mareas (Dalryuple *et al.*, 2003; Willis y Gabel, 2003) o el retrabajo de conchillas marinas por un episodio de tormentas (Kiswell, 1985; Kidwell y Bosence, 1991; Fürsich y Oschmann, 1993).

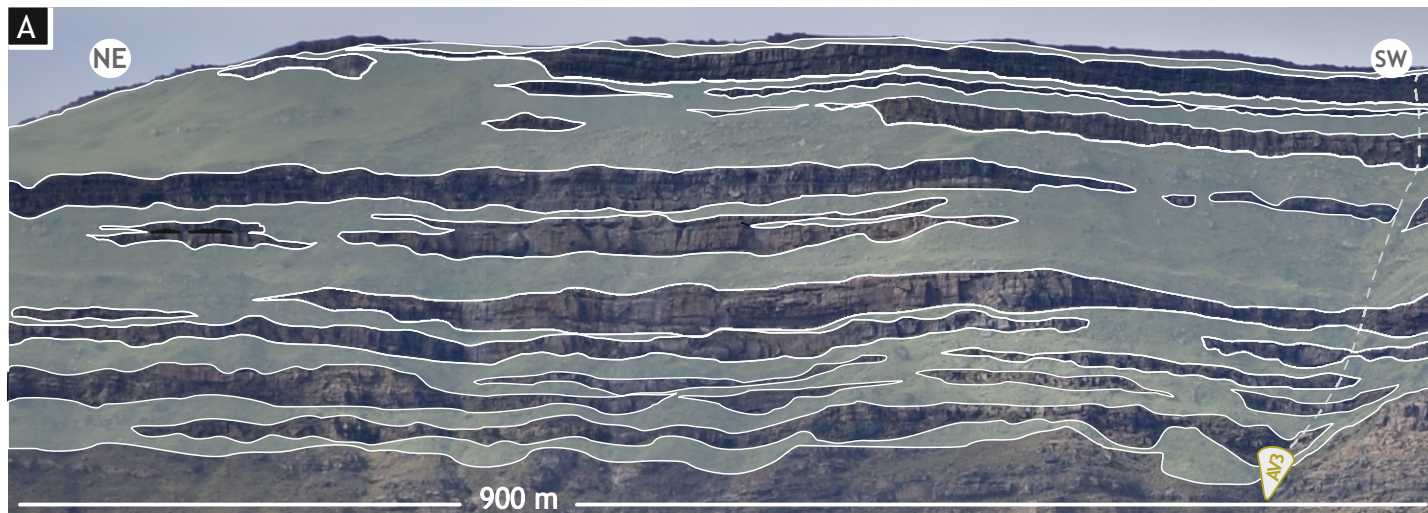
### 5.3.5 AF8: Depósitos finos gris-verdosos interdigitados con AF7

#### Descripción

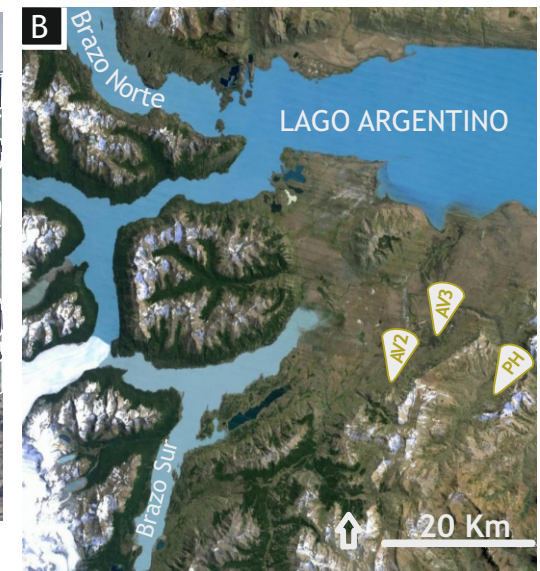
Estas facies está conformada por grandes espesores dominados por fangolitas verdes laminadas y en menor medida areniscas masivas, con laminación horizontal y heterolíticas (Fvl, Am, Alh y Htf) (Lámina 5.10d-e). Los espesores de esta asociación de facies varían entre 5 a 15 metros y se extiende lateralmente por más de 2,5 kilómetros (Lámina 5.10a). Debido al tipo litológico sus afloramientos son comúnmente muy pobres y presentan una espesa capa de meteorización y vegetación por encima. Es muy abundante el material fitodetrítico en estos depósitos, mientras que el grado de bioturbación es muy escaso y está representado por algunas trazas marinas de tubos simples y en galerías (Lámina 5.10e).



**AF8** Depósitos finos gris-verdosos interdigitados con AF7



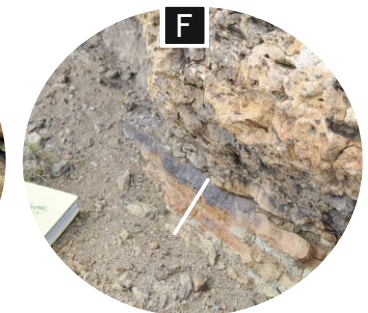
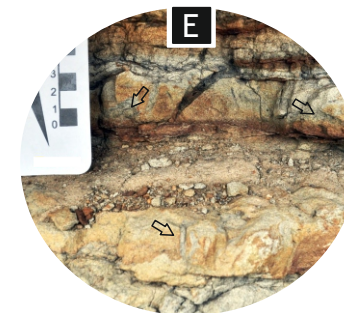
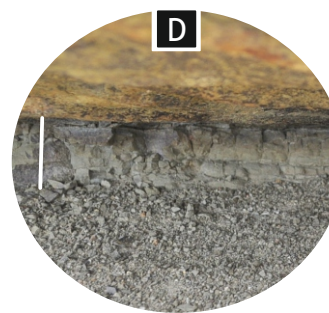
Trazado de áreas interdistributarias (AF8) y ubicación del perfil AV3. Formación Anita (Intervalo superior).



Mapa de ubicación de los perfiles donde se reconoció la AF8.



AF8 asociada con los cuerpos canaliformes de la AF7. Perfil AV3, Formación Anita (Intervalo superior). Persona: 2m.



Detalle de las facies de la AF8. D. Lomolitas verdes laminadas (barrra: 10 cm). E. Areniscas masivas con algunas trazas (flechas). F. Areniscas con laminación ondulítica de oleaje (barra: 20 cm).



La AF8 se desarrolla ampliamente y en estrecha relación con los cuerpos canaliformes de la AF7 (Lámina 5.10a). Se identifica en los perfiles AV2, AV3 y PH (Lámina 5.10b).

### Interpretación

Esta asociación de facies representa depósitos de planicies interdistributarias subácueas. Estas son extensas áreas desarrolladas entre los canales distributarios en las cuales se acumula mayormente el material fino durante las crecidas fluviales o por desbordamiento de los canales distributarios (Battacharya, 2006). Los amplios espesores y extenso desarrollo lateral de las sedimentitas de grano fino y su relación con los cuerpos de canales distributarios (AF7) permiten inferir que los depósitos de la AF8 reflejan la acumulación de sedimento en áreas interdistributarias. El sedimento fangoso fue depositado por decantación a partir de la carga en suspensión de flujos durante épocas de crecidas fluviales. Las secuencias heterolíticas reflejan depósitos por desbordamiento de los canales distributarios adyacentes (Bridge y Demicco, 2008). En muchos casos los niveles de areniscas de estas secuencias heterolíticas presentan óndulas de oleaje y escasas trazas, lo que evidencia el retrabajo por flujos oscilatorios y la colonización de organismos marinos bentónicos. El gran contenido de material vegetal preservado, la bioturbación de icnogéneros marinos, la presencia de estructuras de oleaje y la ausencia de signos de exposición subáerea son importantes indicios para suponer que se trata de una planicie interdistributaria subácuea.

La *icnología* es el estudio de las interacciones entre los organismos vivientes y el sustrato en el que habitan. El análisis de las estructuras sedimentarias orgánicas es una herramienta complementaria en el análisis sedimentológico, la cual aporta información fundamental para la interpretación paleoambiental. En los últimos años, las investigaciones icnológicas han contribuido enormemente a áreas de la geología como sedimentología, estratigrafía secuencial, caracterización de reservorios, diagénesis y paleoclimatología.

En el siguiente capítulo se describen e interpretan las características icnológicas de las distintas asociaciones de facies que componen las unidades sedimentarias estudiadas.

### 6.1 Formación Cerro Toro:

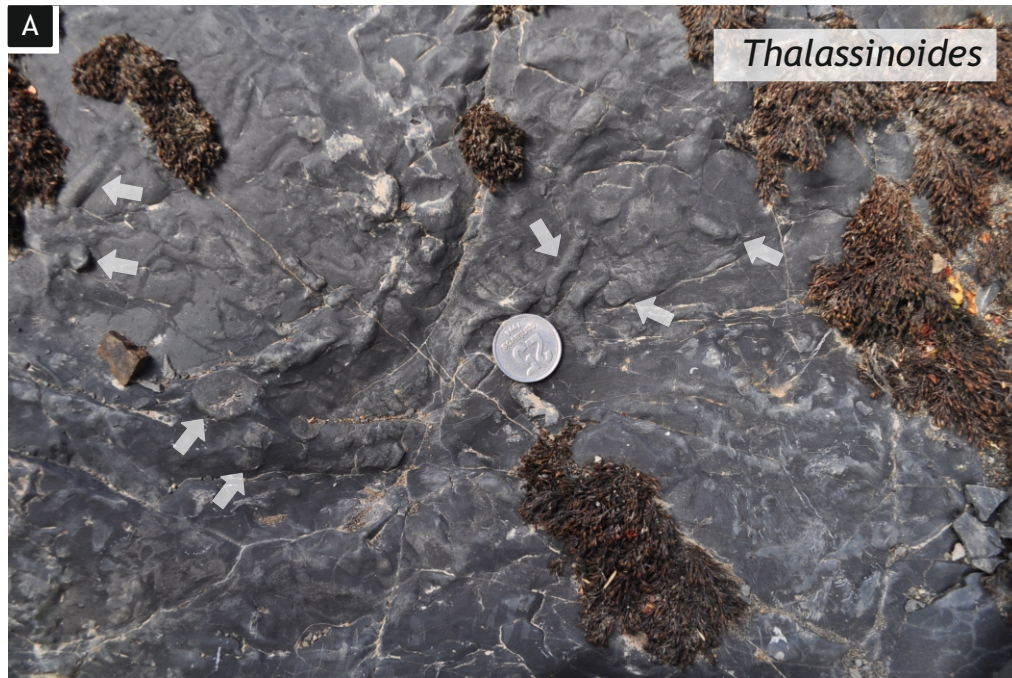
#### Icnología de la **Facies de Fangolitas y areniscas finas estratificadas (AF1)**

Dentro de la Asociación de facies 1 (AF1), las características icnológicas son muy distintas según las facies sedimentarias. Por tal motivo se describirá por separado las trazas fósiles de cada una y luego se hará una interpretación conjunta.

##### 6.1.1 Icnología de la **Facies de Fangolitas negras masivas (Fnm)**

Las estructuras orgánicas reconocidas en las facies de Fnm<sub>2</sub> están conformadas por tubos simples y galerías de pequeño tamaño. La distribución de las trazas fósiles en estos sedimentos es muy espaciada y localizada, por lo tanto el grado de bioturbación es extremadamente variable (Fnm<sub>1</sub> y Fnm<sub>2</sub>, ver Capítulo 4). Por otro lado, la icnodiversidad es baja, en general pueden distinguirse *Thalassinoides*, *Palaeophycus* y *Planolites* cuyos diámetros de tubos tienen apenas 0,5 a 1 cm. En algunos *Thalassinoides* se puede observar una lámina oscura que recubre la pared del tubo. El relleno puede ser pasivo (Lámina 6.1b y d), conformado por material arenoso o activo conformado por sedimento fino, igual al de la roca hospedante (Lámina 6.1a y c).

Contenido icnológico de la facies de Fangolitas negras masivas (Fnm)



Detalles de *Thalassinoides*. Vista del techo de niveles con alto grado de bioturbación (Fnm<sub>2</sub>). Moneda: 2,4 cm.

### 6.1.2 Icnología de la Facies de Fangolitas y areniscas con laminación horizontal (FAIh)

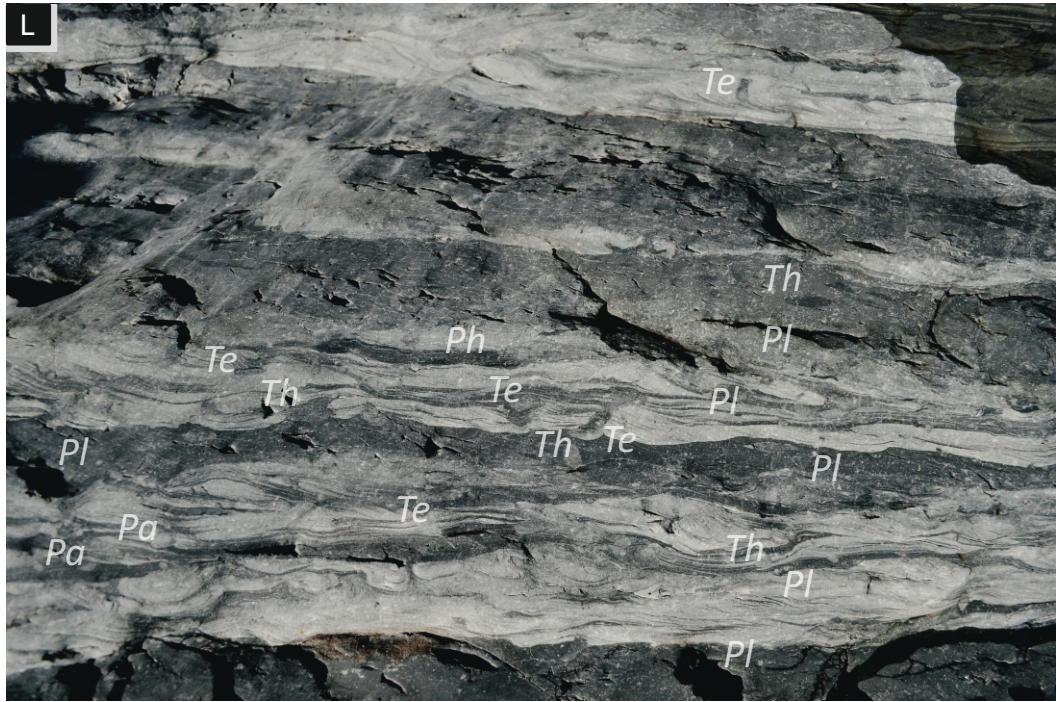
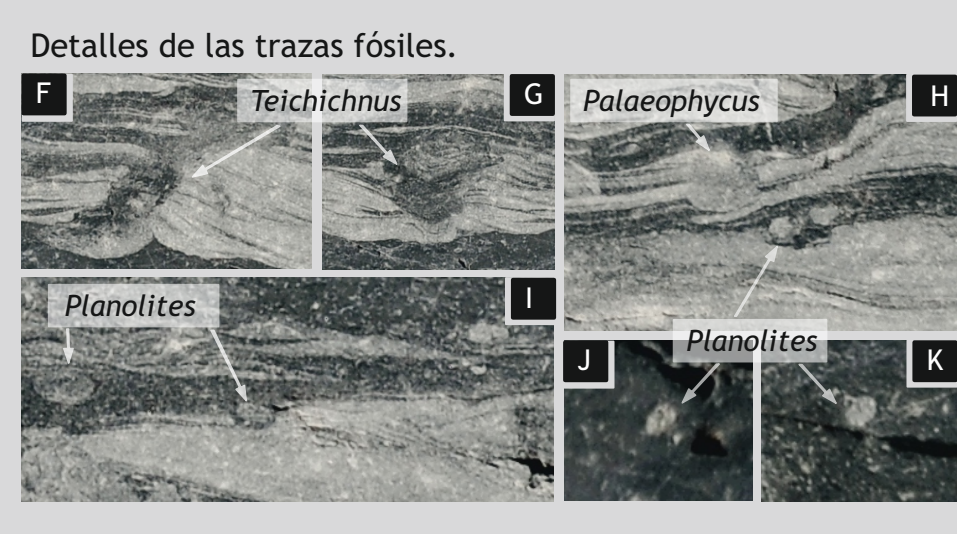
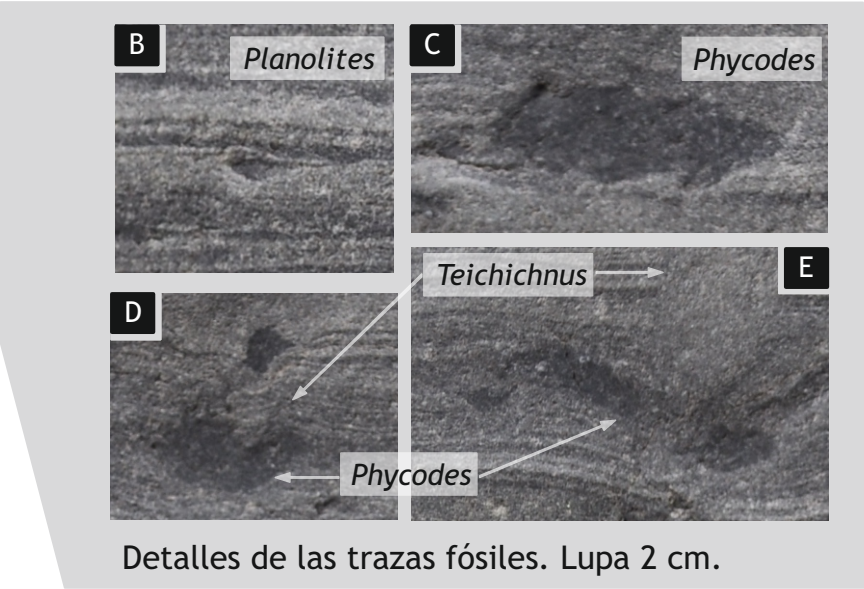
Las estructuras orgánicas de las Facies de areniscas y Fangolitas con laminación horizontal conforman icnoasociaciones de alto grado de bioturbación y moderada icnodiversidad. El tamaño de estas trazas fósiles es muy pequeño, los diámetros de los tubos apenas alcanzan a los 0,5 cm, siendo la mayoría de sólo un par de milímetros. Etologicamente corresponden a estructuras de alimentación de organismos detritívoros y trazas de domicilio. Entre los icnogéneros reconocidos se encuentran *Planolites* (Lámina 6.2a, b, i, j, k y l) *Palaeophycus* (Lámina 6.2h y l), *Thalassinoides* (Lámina 6.2l), *Teichichnus* (Lámina 6.2a, d, e, f, g y l) y *Phycodes* (Lámina 6.2a, c, d y e). La identificación de estas trazas resulta relativamente sencilla debido al contraste y las perturbaciones que provocan en la laminación de los depósitos (Lámina 6.2).

### 6.1.3 Icnología de la Facies de Areniscas con laminación horizontal (AIh) y masivas (Am)

Las estructuras orgánicas de las facies predominantemente arenosas están conformadas por el desarrollo de robustas galerías de alimentación y domicilio. El grado de bioturbación de estos depósitos es moderado y la icnodiversidad también es moderada. Los icnogéneros registrados son *Ophiomorpha* (Lámina 6.3 a-d), *Zoophycos* (Lámina 6.3e y f), *Rhizocorallium* (Lámina 6.3g), *Thalassionoides*, (Lámina 6.3h) y *Planolites*. El diámetro de los tubos de *Ophiomorpha*, *Thalassionoides* y *Rhizocorallium* varía entre 2 a 2,5 cm y tiene extensiones de hasta 80 cm de longitud. Normalmente se presentan como relieves completos o como epirelieves. El relleno es activo y por lo general presentan una lámina oscura recubriendo las paredes de los tubos. En las *Ophiomorpha* puede reconocerse claramente la capa peletal que refuerza el tubo y en ocasiones sus moldes sobre la roca hospedante.



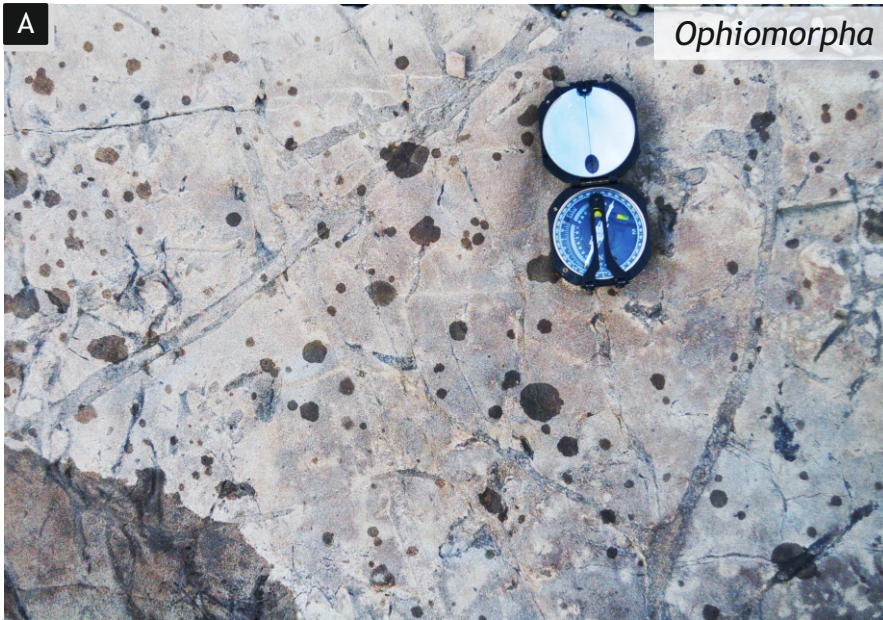
Formación Cerro Toro (AF1)  
Contenido icnológico de la Facies Fangolitas y Areniscas con laminación horizontal (FAlh)



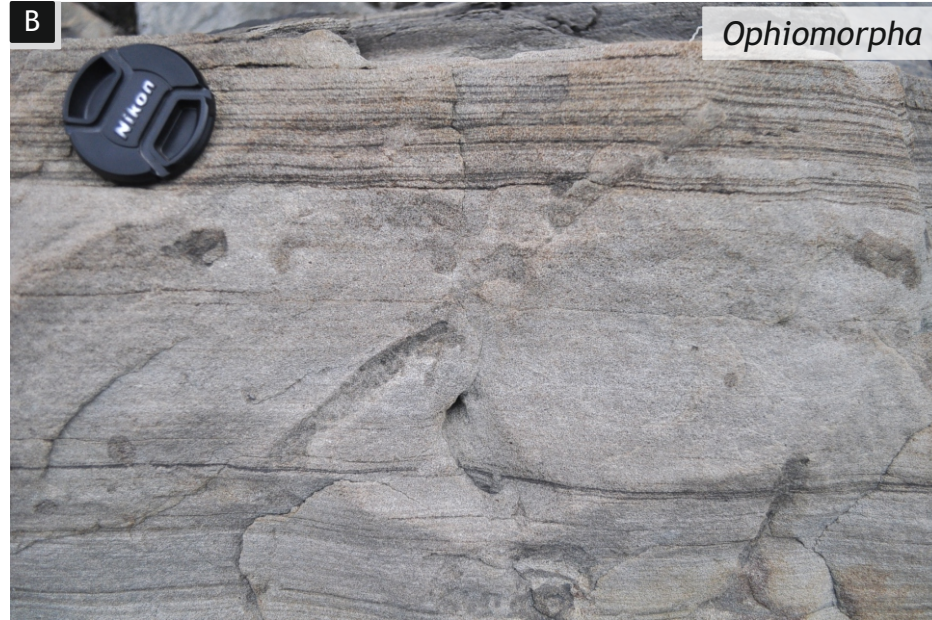


Formación Cerro Toro (AF1)  
**Contenido icnológico de la Facies de Areniscas masivas (Am) y  
 Areniscas con laminación horizontal (Alh)**

Lámina 6.3



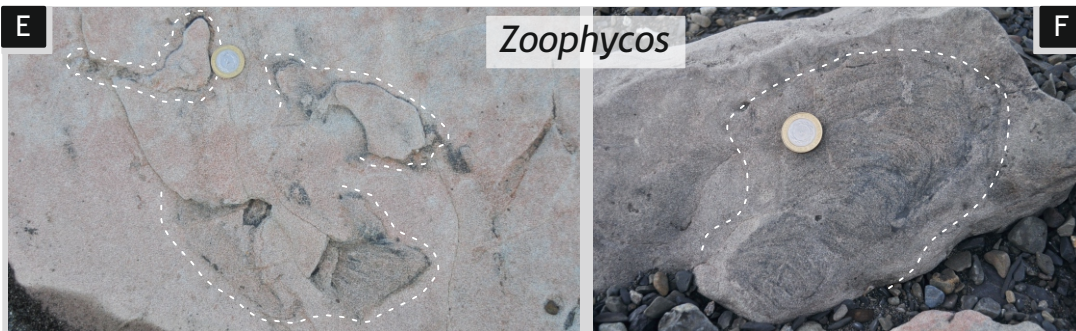
Galerías de *Ophiomorpha*.  
 Vista del techo del estrato. Brújula: 10 cm.



Galerías de *Ophiomorpha*.  
 Vista vertical del estrato. Tapa de objetivo: 5 cm.



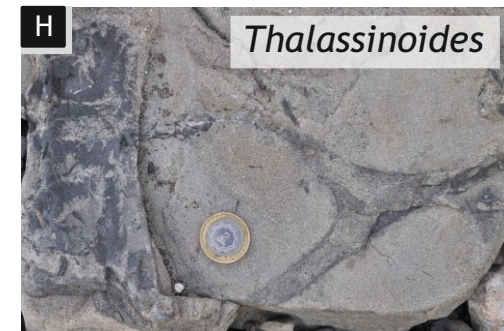
Detalles de *Ophiomorpha*.  
 Moneda: 2,4 cm.



Galerías de *Zoophycos*. Vista del techo del estrato. Moneda: 2,4 cm.



Vista del techo del estrato.  
 Moneda: 2,4 cm.



Vista del techo del estrato.  
 Moneda: 2,4 cm.

## Interpretación general

La asociación icnológica presente en estos depósitos está caracterizada por la dominancia de trazas de alimentación de desarrollo horizontal a oblicuo (*Rhizcocorallium*, *Phycodes*, *Teichicnus*), trazas de habitación de desarrollo horizontal (*Thalassinoides*, *Ophiomorpha*, *Palaeophycos*) y trazas de excavadores especializados (*Zoophycos*, *Planolites*). Este conjunto de icnogéneros se asemeja en gran medida a la Icnofacies de *Cruziana* (Frey y Seilacher, 1980; Frey y Pemberton, 1984-1985). Esta icnofacies es asociada a ambientes de plataforma que se encuentran levemente por debajo del nivel de olas de buen tiempo hacia la base de olas de tormenta, en la zona comprendida entre *lower shorface* y *lower offshore* en mares dominados por olas (MacEachern y Pemberton, 1992; MacEachern *et al.*, 1999a).

Como se desarrolló en el capítulo anterior, la asociación de facies 1, comprende depósitos de corrientes turbidíticas tanto eventuales o sostenidas con reiterado retrabajo por parte del oleaje de tormenta (tempestitas). Durante periodos de disminución de estos eventos tractivos tomaba lugar la decantación del material más fino, ya sea a partir de la cola de las corrientes turbidíticas o desde plumas hipopícnas. Este contexto depositacional se correlaciona bien con la ubicación ambiental atribuida a la Icnofacies de *Cruziana*.

Algunas variaciones de la arquetípica icnofacies de *Cruziana* (Icnofacies de *Cruziana* proximal e Icnofacies de *Cruziana* distal) son atribuidas a posiciones batimétricas más específicas dentro del rango *lower shorface* - *lower offshore* (MacEachern *et al.*, 1999a, 2007a). La presencia de los icnogéneros *Zoophycos* y *Planolites* indica que se trata de una Icnofacies de *Cruziana* distal, la cual se corresponde con la región de *lower offshore*.

Los organismos que bioturbaron los depósitos de la AF1 aprovecharon los periodos donde cesaba el ingreso de flujos turísticos para colonizar el sustrato. Es probable que la llegada de un nuevo evento turbidítico o de retrabajo de tormentas erosionen las capas más superficiales del sustrato y removilizando con



estas, la fauna bentónica. Por otro lado, la abrupta depositación producida durante estos eventos sepulta rápidamente a los organismos haciéndoles difícil la supervivencia. De esta manera, el grado de bioturbación de estos depósitos indicaría la frecuencia de los eventos turbidíticos y de tormenta.

Los bajos grados de bioturbación de los depósitos finos de decantación (Subfacies Fnm<sub>1</sub>) son excepcionales para este tipo de ambientes marinos de baja energía donde normalmente, la fauna es muy prolífera. Algunos autores (Ekdale y Manson, 1988; Föllmi y Grimm, 1990; Leszczynski, 1991a; Mángano *et al.*, 2005a) relacionan los bajos grados de bioturbación de sedimentitas marinas a condiciones deficientes de oxígeno. Otro factor inhibidor de la bioturbación es la alta tasa de sedimentación (MacEachern *et al.*, 2005). Las plumas hipopícnas pueden llegar muy lejos en la plataforma e incluso hasta el quiebre de talud, estas provocan la depositación de fangolitas masivas (*fluid mud layers*) con tasas de sedimentación mucho más elevadas que las de decantación por suspensiones hemipelágicas (Neil y Allison, 2005). Por otro lado, el alto contenido de sedimento en suspensión genera turbidez y disminución de la luminosidad del medio afectando de esta manera el desarrollo de los organismos. (Gingras *et al.*, 1998; MacEachern *et al.*, 2005).

El tipo de sustrato es también un factor determinante en el tipo y grado de bioturbación (Bromley, 1990, 1996). Los sustratos saturados en agua (*soupgrounds*) son inviables para la mayoría de los organismos excavadores y además tienen un potencial de preservación prácticamente nulo (Ekdale, 1995). Existen muchas evidencias en las secuencias de la AF1 que indican depositación de sedimento con alto contenido de agua poral. Ejemplos de esto son los niveles con laminación convoluta (Alc) y el pliegue sin-sedimentario (AFec) y los abundantes diques clásticos de arena.

Además del bajo grado de bioturbación, el pequeño tamaño de las trazas fósiles es otro rasgo que indica condiciones estresantes para los organismos colonizadores (Buatois y Mángano, 2011). Esta característica se observa en las trazas que conforman la Subfacies Fnm<sub>2</sub> y la Facies FAlh (Lámina 6.1, 6.2). Este



tipo de icnoasociaciones es usualmente denominada “empobrecida” y se debe, principalmente, a fluctuaciones en la salinidad y deficiencia de oxígeno en el medio (Hakes, 1976, 1985; Ekdale y Manson, 1988; Föllmi y Grimm, 1990; Leszczynski, 1991a; Mángano *et al.*, 2005a, Mángano *et al.*, 2005a). En contraste, las trazas presentes en las facies arenosas asociadas (Am y Alh), tienen grandes tamaños (Lámina 6.3). Esto sugiere que, de existir condiciones estresantes en el medio, estas variaron en el tiempo y espacialmente (Ekdale y Manson, 1988).

Los niveles de Am, Alh y FAlh con mayor grado de bioturbación se corresponden a la rápida colonización de organismos oportunistas entre pausas de eventos tractivos (flujos turbidíticos y retrabajo por tormentas). El desarrollo de complejas estructuras de domicilio (*Thalassinoides* y *Ophiomorpha*) y alimentación (*Rhizocorallium*, *Zoophycos*) (Lámina 6.3) indican largos periodos de cese de la depositación tractiva.

## 6.2 Formación Alta Vista

### 6.2.1 Icnología de los depósitos de grano fino gris oscuro, con abundante fitodetritos (AF2)

#### Descripción

Las estructuras orgánicas reconocidas en la AF2 corresponden a escasos y aislados tubos simples muy pequeños. Estas son estructuras de 0,1 a 1 mm de diámetro y hasta 5 cm de largo. En general se encuentran como relieves completos con desarrollo paralelo al plano de estratificación y presentan alguna suave curvatura. El relleno es el mismo que la roca hospedante (relleno pasivo) y no presentan ornamentación. El grado de bioturbación de estos depósitos es muy bajo al igual que la icnodiversidad, ya que sólo se han registrado trazas asignables a *Palaeophycus*.

## Interpretación

Estas trazas fósiles se produjeron en un ambiente donde dominaba la decantación como proceso de sedimentación. El aporte de este material fino provenía de plumas hipopícnas y en menor medida corrientes hiperpícnas de fuente fluvial. La asociación icnológica “empobrecida” de estos depósitos, caracterizada por baja abundancia de trazas de pequeño tamaño, demuestran que las condiciones ambientales no fueron muy óptimas para el desarrollo de la biota bentónica (Buatois y Mángano, 2011). Las icnoasociaciones empobrecidas, en este contexto ambiental, se deben, principalmente, al ingreso de agua dulce en el ambiente marino el cual genera su mayor influencia en las zonas de frente deltaico y prodelta (Buatois y Mángano, 2011). Por otro lado, la alta cantidad de sedimento en suspensión que producen las plumas hipopícnas inhibe a los organismos filtradores y genera una disminución en la luminosidad del ambiente provocando el empobrecimiento o supresión de las icnofacies de *Skolithos* (Bhattacharya, 2006; Gingras *et al.*, 1998; MacEachern *et al.*, 2005; Buatois y Mángano, 2011). Otro factor determinante en el desarrollo de la bioturbación en este tipo de ambientes es el tipo de sustrato que se produce por la acumulación de sedimentos fango-fluidos. Este sustrato blando no permite la construcción de estructuras permanentes y, de poderse, es muy difícil su preservación (Ekdale, 1985).

### 6.2.2 Icnología de las clinoformas de areniscas finas amarillas (AF3)

#### Descripción

Las estructuras orgánicas de los depósitos de AF3 se componen de galerías y de algunos tubos simples (Lámina 6.4). Los icnogéneros identificados son *Palaophycus* (Lámina 6.4a y b), *Skolithos* (Lámina 6.4c), *Thalassinoides* (Lámina 6.4d), *Ophiomorpha* (Lámina 6.4d y e), y *Gyrogonites* (Lámina 6.4f). El grado de bioturbación de estos depósitos por lo general es bajo, aunque en algunos niveles llega a ser muy alto (Lámina 6.4d). Por lo general no se encuentra mezcla de icnogéneros en un mismo nivel bioturbado, salvo en algunas capas con presencia de *Ophiomorpha* y *Thalassinoides* (Lámina 6.4d).



Formación Alta Vista  
Contenido icnológico de las clinoformas de areniscas finas amarillas (AF3)



Vista de perfil.



Vista en planta.



Vista de perfil.



Vista en planta de un nivel con alto grado de bioturbación. Las trazas fósiles han alterado por completo la estructura interna del estrato. Lápiz 14cm.



Vista en planta.



Vista en planta. Lapicera 14cm.



## Interpretación

Los flujos hiperpícnicos cargados de material arenoso proporcionaron un sustrato apropiado y rico en restos vegetales para la colonización de organismos detritívoros (Bromley, 1990, 1996). Sin embargo, el bajo grado de bioturbación de estos depósitos sugiere que las condiciones ambientales (salinidad, tasa de depositación, oxigenación) no eran demasiado favorables que para la continuidad de los organismos. Esto sugiere que los organismos fueron transportados por los flujos hiperpícnicos arenosos desde ambientes más propicios y dadas las nuevas condiciones en las que se encuentran (baja salinidad, baja oxigenación, alta tasa de depositación) no pudieron perdurar. Este fenómeno llamado “Pioneros Condenados” fue descrito por Föllmi y Grimm (1990) para asociaciones icnológicas similares en ambientes marinos anóxicos.

### 6.3 Formación Anita (Intervalos basal y medio)

#### 6.3.1 Icnología de las Areniscas finas y heterolíticas gris-violáceas en estratos tabulares (AF4) y canaliformes (AF5)

##### Descripción

Las trazas fósiles de las areniscas finas de AF4 y AF5 están caracterizadas por apariciones esporádicas de icnoasociaciones monoespecíficas del icnogénero *Rhizocorallium commune* (Cereceda y Poiré, 2014) (Lámina 6.5a-f). Este icnogénero se presenta con morfologías rectas a suavemente curvadas (*R. commune irregulare*) y morfologías trocoespiraladas (*R. commune uliarense*) (Lámina 6.5). En menor medida, se han registran niveles con ejemplares aislados de *Ophiomorpha* (Lámina 6.5j-k), *Helmintopsis* (Lámina 6.5g), *Bergaueria* (Lámina 6.5h), *Gordia* y *Thalassinoides* (Lámina 6.5i). Las facies heterolíticas usualmente presentan muy alto grado de bioturbación de *Palaeophycus*.



Formación Anita (intervalo basal)  
Contenido icnológico de las Areniscas finas gris violáceas y heterolíticas en estratos tabulares (AF4) y canaliformes (AF5)



### 6.3.1.I Caracterización e identificación de los ejemplares de *Rhizocorallium*

El icnogénero *Rhizocorallium* (Zenker, 1836) es una traza fósil reconocida desde el Cámbrico hasta el Holoceno y en general se asocia a sustratos marinos. Su morfología consta de un tubo marginal en forma de “U” que envuelve una zona interna compuesta por *spreiten*. La orientación de este tubo puede pasar de horizontal a oblicuo con respecto a la estratificación. Los productores de dicha traza se alimentan de la materia orgánica presente dentro del sedimento (detritívoros) o son organismos suspensívoros que utilizan las excavaciones como domicilio.

La abundancia y muy buena preservación de las trazas de *Rhizocorallium* presentes en las sucesiones aflorantes en las Barrancas de las estancias Anita y Alta Vista permite llevar a cabo un análisis detallado sobre este icnogénero. Para ello se seleccionan una serie de icnotaxobases para caracterizar adecuadamente a cada ejemplar y que permiten la distinción dentro del propio icnogénero. Las icnotaxobases utilizadas son: orientación de la traza, tipo de relleno, presencia o ausencia de pellets fecales, tipo de pellets fecales, presencia o ausencia de rasguños, tipo de rasguños y presencia o ausencia de ramificaciones.

Los resultados de la caracterización de las icnotaxobases manifiestan que las orientaciones de las trazas varían entre paralela a la estratificación, subhorizontal y oblicua. Una característica saliente de la mayoría de los ejemplares es la curvatura muy cerrada que presentan. Este rasgo se observa tanto en trazas oblicuas como subhorizontales o paralelas a la estratificación. Además, se registra una minoría de ejemplares con trayectorias rectas. En todas las muestras el relleno es activo, a excepción de una donde es pasivo. No se registra presencia de pellets, solo un ejemplar muestra abundantes rasguños en forma de red. Por último no se registra ejemplares con pellets fecales ni bifurcaciones.

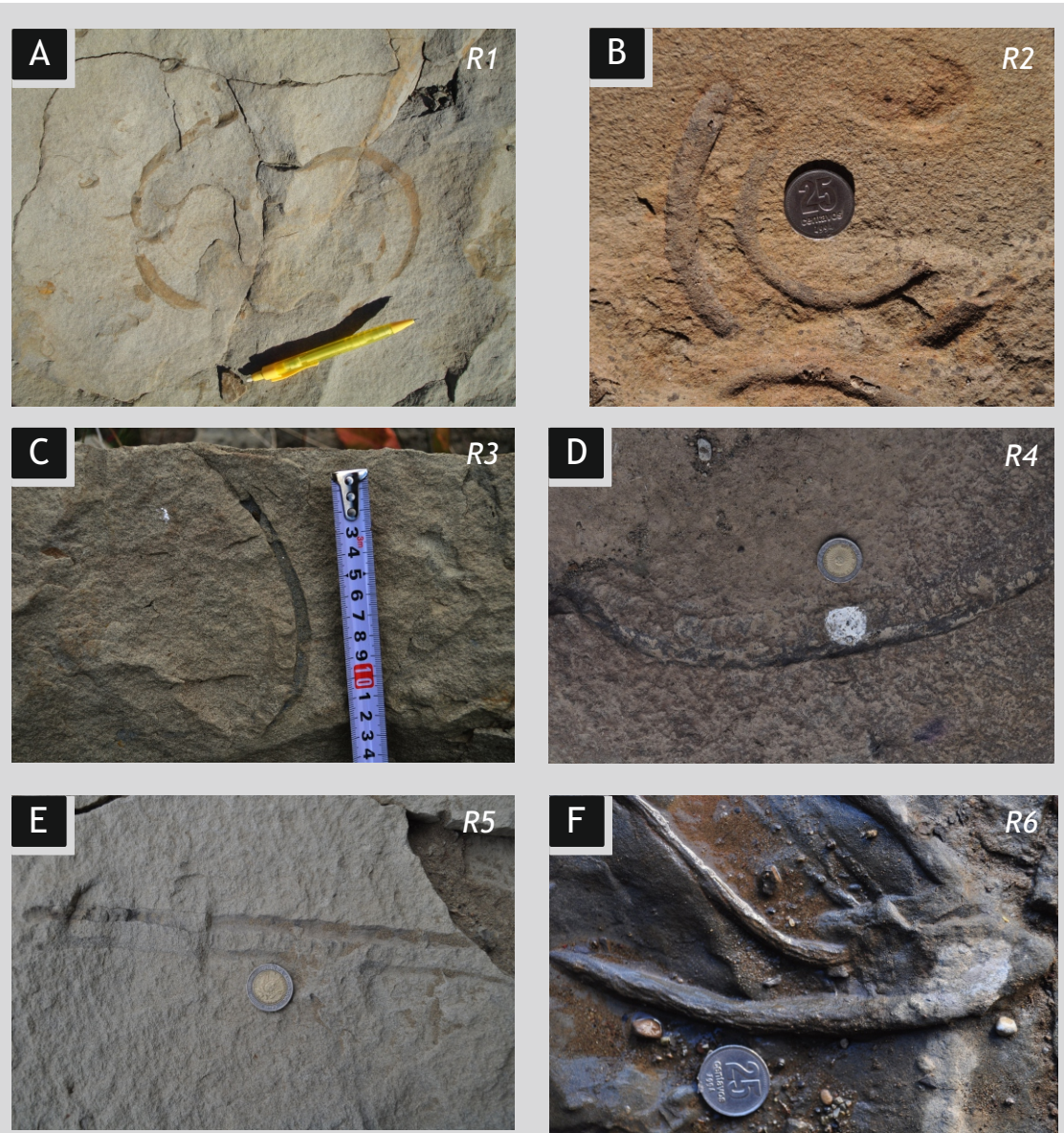
Del análisis de los resultados de las icnotaxobases, se observa homogeneidad en la mayoría de las características de la población de *Rhizocorallium* estudiada. Como excepción a esta regla, se encuentran la

orientación y morfología de la trayectoria de la traza la cual es un rasgo muy variable. En principio se registran dos grandes grupos morfológicos, un grupo corresponde a aquellas que presentan trayectorias curvas (Lámina 6.6a-d) y el otro a las que presentan trayectorias rectas (Lámina 6.6e). A su vez, dentro de los ejemplares con trayectorias curvas pueden observarse algunas diferencias como grado de curvatura y horizontalidad del plano entre las ramas del tubo marginal. Sobre la base de la morfología de la trayectoria, se identifican cinco grupos representados por R1, R2, R3, R4 y R5 (Lámina 6.6a-f). R1 presenta curvatura en planta muy cerrada, las ramas del tubo marginal no se encuentran sobre el mismo plano de estratificación y presentan una morfología trocoespiral clara (Lámina 6.6a). R2 presenta también una curvatura en planta muy cerrada, pero ambas ramas del tubo marginal se encuentran sobre el mismo plano de estratificación (Lámina 6.6b). La forma en la que las ramas se pierden hacia el final del tubo indica que la excavación pasa de horizontal a oblicua. R3 muestra curvaturas muy cerradas, pero en sentido vertical dentro del estrato (Lámina 6.6c). R4 está caracterizado por una curvatura abierta y presenta orientación paralela a la estratificación (Lámina 6.6d). R5 se caracteriza por presentar morfología recta en la trayectoria del tubo marginal y en general son horizontales (Lámina 6.6e). Por último, R6 presenta curvatura suave en sentido horizontal, pero más que nada se diferencia de los demás ejemplares por presentar una intrincada red de rasguños (Lámina 6.6f).

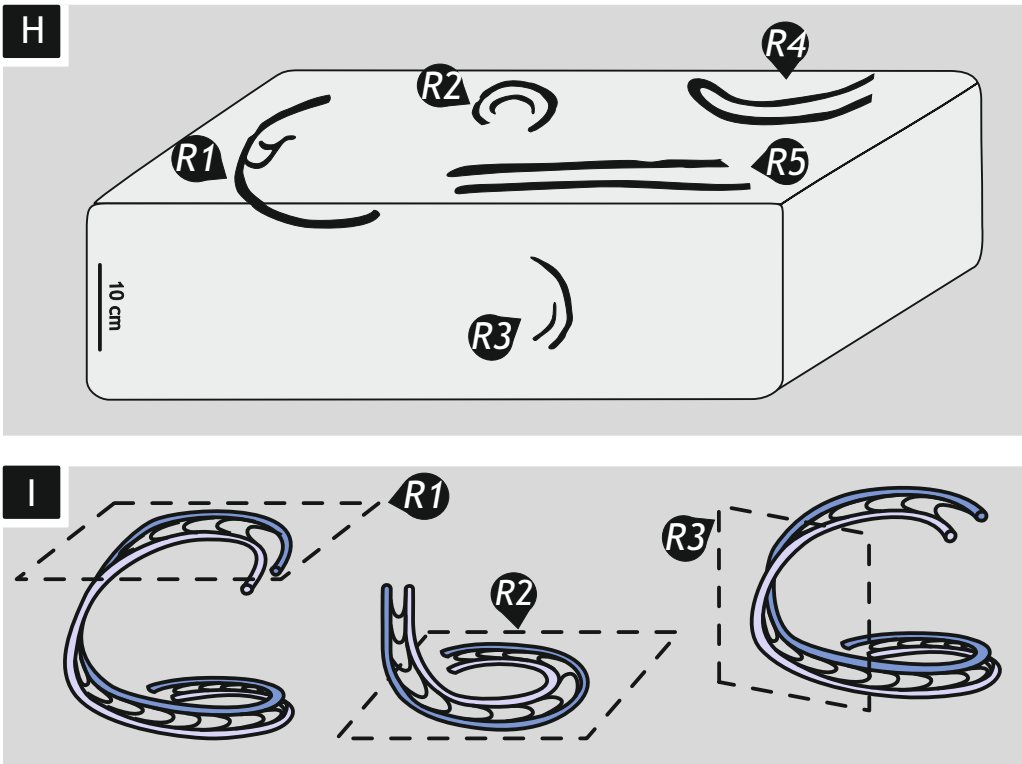
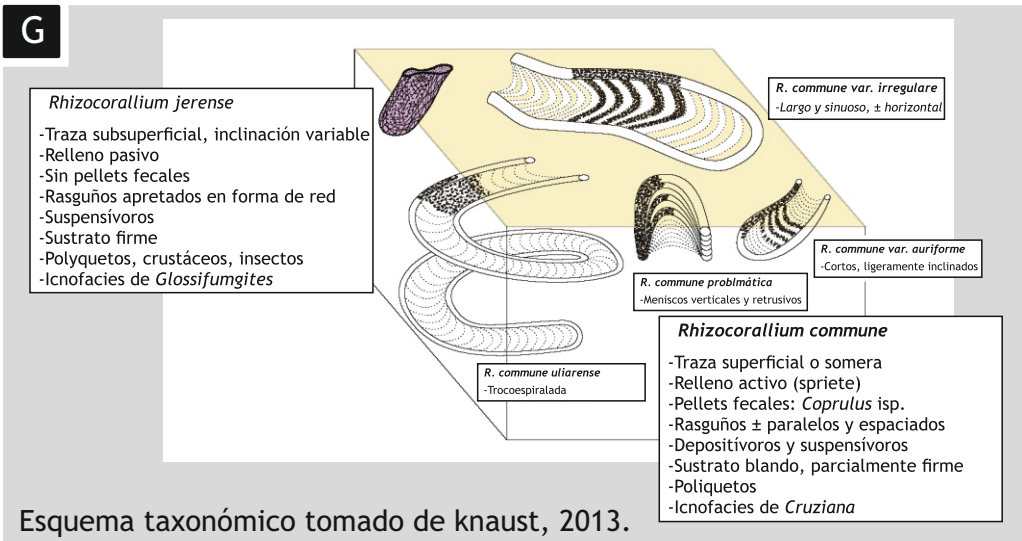
El icnogénero *Rhizocorallium* se conforma por dos icnoespecies diferenciadas por el tipo de sustrato, tipo de relleno, tipo de pellets fecales y tipo de rasguños (Knaust, 2013) (Lámina 6.6g). Estas icnoespecies son: *R. commune*, caracterizadas principalmente por presentar relleno activo y en el caso de tener rasguños, estos son espaciados y paralelos al tubo marginal; y *R. jerense*, caracterizada por presentar relleno pasivo y rasguños en forma de red, lo que evidencia un sustrato firme. Sobre esta dicotomía se concluye que, a excepción de un ejemplar, todos las trazas de *Rhizocorallium* reconocidas en estos depósitos pertenecen a la icnoespecie *R. commune*. El único ejemplar hallado con relleno



# Contenido icnológico de la asociaciones de facies AF4 y AF5 *Rhizocorallium* de la Formación Anita



Ejemplares de *Rhizocorallium commune uliarense* (R1, R2, R3, R4 y R5) y *Rhizocorallium jerense*? (R6). Moneda: 2,4 cm.





activo y evidencias de abundantes rasguños entrelazados fue atribuido a *R. jerense*.

Más específicamente, se han descrito en la bibliografía dos icnosubespecies diferenciadas por la morfología de su tubo marginal y dos variedades diferenciadas por el tamaño del tubo marginal con respecto a *R. commune* (Knaust, 2013) (Lámina 6.6g). *R. commune uliarense* son trazas con morfología trocospiralada (Firtion, 1958; Knaust, 2013). El conjunto de ejemplares de *R. commune* analizados y representados por R1, R2, R3 y R4 corresponden a distintas secciones de trazas de *R. commune uliarense* (Lámina 6.6h e i).

### Interpretación

Las Areniscas finas gris violáceas en estratos tabulares y canaliformes (AF4 y AF5) son producto de la depositación a partir de flujos hiperpícnicos. Las trazas fósiles presentes en estos depósitos muestran una alternancia de eventos de alta colonización y nula colonización de organismos. Esta alternancia en el grado de bioturbación dentro de los mismos depósitos podría indicar fluctuaciones en las condiciones ambientales que influyen en el desarrollo de los productores de estas trazas fósiles (Buatois y Mángano, 2011). En los sistemas deltaicos, la salinidad y la tasa de sedimentación son dos factores altamente fluctuantes en el tiempo y en el espacio que afectan la vida de los organismos (MacEachern *et al.*, 2005). En este sentido la colonización de organismos marinos en los depósitos de las AF4 y AF5 estaría asociada a momentos óptimos donde la descarga fluvial se encontraba minimizada. La disminución de la descarga fluvial puede estar asociada al régimen de crecidas o a la movilización espacial del punto de descarga dentro del sistema.

El alto grado de bioturbación de las facies heterolíticas, contrastante con el de las areniscas asociadas, refuerza la idea de que estos sedimentos fueron depositados en zonas más distales a la descarga hiperpícnica o durante periodos de muy baja descarga ya que la disminución en el influjo de agua dulce y de la carga de sedimento aportado (baja tasa de sedimentación) permite el

establecimiento de condiciones más aptas para la colonización de organismos marinos (MacEachern *et al.*, 2005; Buatois y Mángano, 2011).

Cabe mencionar que variaciones en la icnodiversidad y abundancia en la bioturbación fueron relacionadas anteriormente a factores extrínsecos como, ciclos climáticos tropicales (Richiano *et al.*, 2014) y como respuesta la influencia de ciclos de Milankovitch (Rodríguez-Tovar *et al.*, 2011).

Si bien la morfología de las trazas fósiles está directamente relacionada al comportamiento del organismo, también está influenciada por factores externos como tasa de sedimentación, oxigenación, salinidad, etc. (Buatois y Mángano, 2011). Ager y Wallace (1970) relacionaron las morfologías oblicuas de *Rhizocorallium* a zonas de mayor energía que las formas rectas y horizontales, sin embargo no está claro aún cual es el factor o los factores que condiciona el desarrollo de esta extraña morfología trocosespiral de *Rhizocorallium* (Knaust, 2013).

### 6.3.2 Icnología de las Areniscas medianas amarillentas con estratificación entrecruzada en artesa de mediana y gran escala (AF6)

#### Descripción

Las trazas fósiles que caracterizan los depósitos la AF6 son tubos y galerías de gran extensión correspondientes a los icnogéneros *Rhizocorallium* (Lámina 6.7a y b), *Thalassinoides* (Lámina 6.7d) y *Ophiomorpha* (Lámina 6.7c, e y f). El grado de bioturbación es variable entre muy alto a moderado y la icnodiversidad es muy baja. Los *Rhizocorallium* se presentan también en relieves completos y el largo de estas trazas puede llegar a 80 cm. Se registran algunas morfologías curvadas como las de los depósitos de la AF4 y AF5 (Lámina 6.7a y b). Los *Thalassinoides* se observan en relieve completo, sus tubos verticales tienen hasta 40 cm de largo, los tubos horizontales hasta 60 cm y diámetro varía entre 1 a 1,2 cm (Lámina 6.7c). Las *Ophiomorpha* son tubos de entre 5 a 10 cm de largo donde se puede observar una lámina recubriendo la pared del tubo con formas peletales (Lámina 6.7c, e y f).

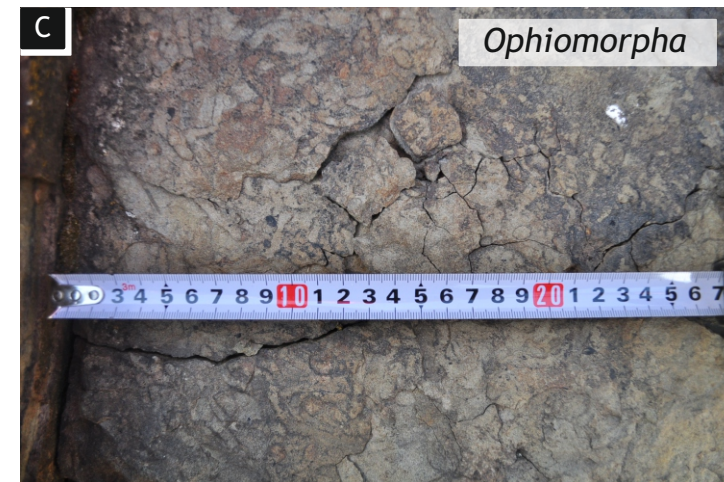
Contenido icnológico de las Areniscas medianas amarillentas con estratificación entrecruzada en artesa de mediana y gran escala (AF6)



Vista de perfil. Piqueta: 30 cm.



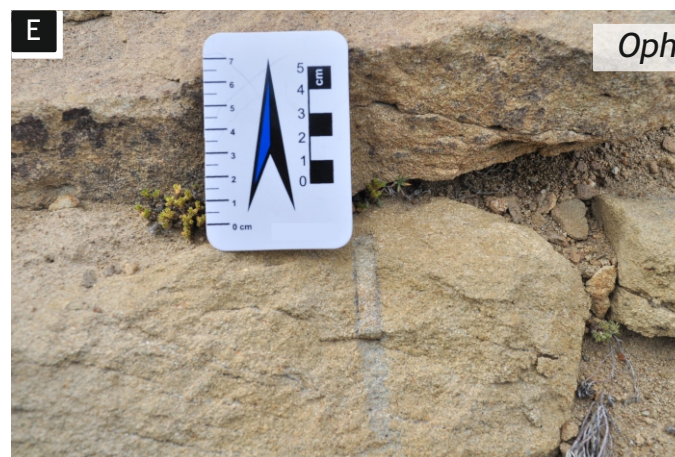
Vista de perfil.



Vista en planta



Vista de perfil. Moneda: 2, 4 cm.



Vista de perfil.



Vista de perfil.



## Interpretación

Las trazas fósiles que caracterizan la AF6 fueron producidas en un ambiente donde dominaban los procesos tractivos de modera a alta energía asociados al desconfinamiento de flujos provenientes de canales distributarios deltaicos. A su vez, estos sedimentos fueron eventualmente retrabajados por flujos predominantemente oscilatorios de alta energía durante periodos de tormenta. La asociación icnológica de estos depósitos es congruente con el ambiente de depositación planteado para la AF6 ya que, es de esperarse que los organismos que habiten este sustrato lo hagan dentro del sedimento (excavaciones) y no sobre este (trazas de pastoreo). Por otro lado los niveles que presentan evidencias de retrabajo por tormentas fueron colonizados por comunidades monoespecíficas de organismos “oportunistas” (Lámina 6.7.a-c) una vez normalizadas las condiciones de buen tiempo.

Los icnogéneros de esta asociación de facies son muy similares a la AF4 y 5 aunque su distribución es más constante. Esto muestra que por más que estos depósitos se asocien a zonas más proximales a la desembocadura de los canales distributarios, las condiciones marinas, sobre todo la salinidad, ejercían gran influencia en este ambiente de transición.



## CAPÍTULO 7. SISTEMAS DEPOSITACIONALES

---

Un *sistema deposicional* es un cuerpo tridimensional de sedimentos depositados en una *suite* de ambientes sedimentarios contiguos asociados a los mismos procesos (Galloway y Hobday, 1996). En este capítulo se presentan los diferentes sistemas deposicionales reconocidos en las sucesiones sedimentarias estudiadas. Estos fueron definidos a partir de combinaciones verticales y laterales de asociaciones de facies que guardan una relación genética entre sí y por comparaciones con modelos previos propuestos en la literatura. Complementariamente, se utilizó el análisis icnológico, presentado en el capítulo anterior, para una interpretación más acabada de los procesos y el ambiente deposicional.

Como primer paso, se reconocieron intervalos caracterizados por un grupo de asociaciones de facies determinado y posteriormente se correlacionaron los intervalos con similares conjunto de asociaciones de facies de los perfiles sedimentarios relevados.

A partir de este análisis, se interpretó la existencia de dos sistemas de deposición en la sucesión cretácica estudiada. Por un lado, un sistema de plataforma marina distal que se extiende en una faja meridional hacia el oeste de área de estudio y que corresponde con la Formación Cerro Toro. Por otro lado, un sistema deltaico que abarca la zona centro este, cuyo prodelta se corresponde con la Formación Alta Vista mientras que el frente deltaico proximal, distal y planicie deltaica integran la Formación Anita.

A continuación se tratarán los diferentes sistemas de acumulación de manera detallada.

### 7.1 Formación Cerro Toro: Sistema marino de plataforma distal

Este sistema de acumulación se desarrolla en una franja norte-sur sobre el borde occidental del área de estudio (perfiles CH, DRM y NA). Está conformado por una espesa secuencia de estratos tabulares delgados de areniscas gris-

blanquecinas y fangolitas negras depositados por flujos gravitacionales en un ambiente marino de plataforma distal (AF1a y b). Los flujos gravitacionales, responsables de la acumulación de estos depósitos, fueron tanto corrientes turbidíticas de corta duración (AF1a), como sostenidas (AF1b) (Lámina 7.1c). Los depósitos de estos dos tipos de flujos se presentan intercalados verticalmente de manera aleatoria, demostrando la alternancia de ambos procesos en el tiempo. Es posible que este arreglo sea la respuesta a los regímenes estacionales del sistema fluvial que proporcionaba el sedimento a las zonas de mar adentro. Donde los depósitos turbidíticos de flujos más continuos corresponden a periodos en los cuales el régimen hiperpícnico se mantiene por un lapso relativamente prolongado, mientras que los depósitos turbidíticos producto de flujos de corta duración deben su origen a otros fenómenos como removilización de sedimento del frente deltaico. Por otro lado, este ambiente era afectado con frecuencia por eventos de tormenta en los cuales fuertes corrientes oscilatorias redistribuían el sedimento (tempestitas, AF1c) (Lámina 7.1d) Estos depósitos en particular evidencian la influencia episódica del oleaje en la plataforma, de manera que, batimétricamente, se encuentran por encima de la línea de olas de mal tiempo.

La intensa llegada de flujos turbidíticos y el consecuente soterramiento y sobrecarga sobre sedimentos con altos contenido de agua poral desencadenaban la licuefacción de las capas de sedimento más profundas. Este fenómeno fue bastante recurrente y se evidencia en la abundancia de capas con laminación convoluta y de diques clásticos arenosos que presentan estas secuencias.

Durante los periodos en los que cesaba la llegada de flujos turbidíticos, ya sea por variaciones en el régimen hiperpícnico/fluvial o por disminución en la frecuencia de las tormentas, el proceso reinante era la decantación a partir de la cola de los mismos flujos turbidíticos o de densas plumas hipopícnicas que alcanzaban la plataforma (Lámina 7.1e).

Este ambiente de plataforma marina presentaba zonas con deficiencia de oxígeno evidenciado por la escasez de restos fósiles y por contener asociaciones icnológicas empobrecidas.

# FORMACIÓN CERRO TORO: PaD SISTEMA MARINO DE PLATAFORMA DISTAL

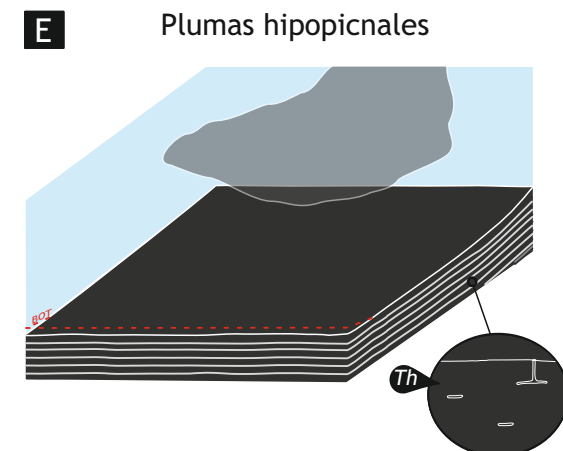
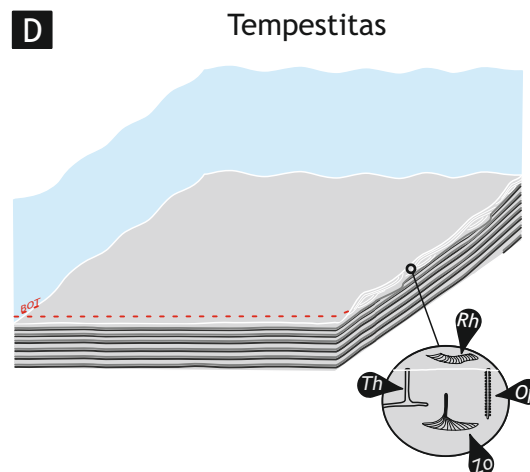
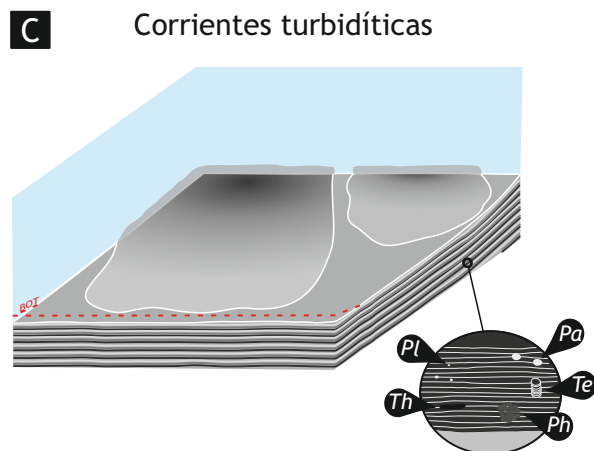
Lámina 7.1



Fotografía de los afloramientos de los depósitos del sistema marino de plataforma distal (Perfil Cerro Horqueta).



Afloramientos de los depósitos de PaD (Perfil Nibepo Aike).



Esquema tridimensional del sistema de plataforma marina distal y las asociaciones icnológicas para los distintos tipos de depósitos. *Pl*: Planolites, *Pa*: Palaeophicus, *Th*: Thalassinoides, *Te*: Teichinus, *Ph*: Phycodes, *Rh*: Rhizocorallium, *Op*: Ophimorpha, *Zo*: Zoophycus.

## 7.2 Sistema deltaico Alta Vista-Anita

Este sistema de acumulación se desarrolla sobre la zona centro-sureste del área de estudio (Perfiles AV1, AV2, AV3, AC, PH y CF) (Lámina 7.2). Está compuesto por una extensa secuencia somerizante de más de 700 metros de espesor que aflora en las Barrancas de las estancias Anita y Alta Vista y el Cerro Frías. A continuación se describirán los subambientes identificados en orden estratigráfico que conforman el total de la secuencia deltaica: prodelta (P), frente deltaico distal (FDD), frente deltaico próxima (DDP) y planicie distributaria subácuea (PDS).

### 7.2.1 Formación Alta Vista: Prodelta (P)





Los depósitos de prodelta conforman el primer intervalo de la secuencia deltaica abarcando al menos 345 m de espesor. Sus afloramientos se encuentran en la base de las Barrancas de las estancias Anita y Alta Vista y en la parte superior del Cerro Frías (perfiles AV1, AV2 y CF) (Lámina 7.2).

Están conformados por espesas sucesiones de sedimentitas negras de grano fino con abundante material fitodetrítico que fueron acumulados por procesos de decantación asociados a corrientes hipopícnicas e hiperpícnicas distales de proveniencia fluvial (AF2) (Lámina 7.3a y c). Estos depósitos de grano fino pasan vertical y lateralmente a cuerpos lenticulares de areniscas que representan la llegada de corrientes hiperpícnicas más densas (AF3) producto de la removilización del sedimento del frente deltaico o por crecidas extraordinarias del régimen fluvial. El diseño arquitectural de los cuerpos lenticulares, en delgadas clinoformas sigmoidales que se superponen, representa la migración de sucesivos lóbulos (Lámina 7.3c).

La relación entre las asociaciones de facies AF2 y AF3 es variable en la vertical conformando ciclos AF2 dominante - AF3 dominante (Lámina 7.3a y b). Los intervalos donde domina AF2 son generalmente más espesos y el porcentaje de participación de AF3 es muy bajo a nulo. Por otro lado, los intervalos donde domina AF3 son comparativamente más delgados y en estos el porcentaje de participación de AF2 es sólo levemente menor al de AF3. Las repeticiones de este ciclo, al menos cuatro en el afloramiento estudiado, muestran que la frecuencia



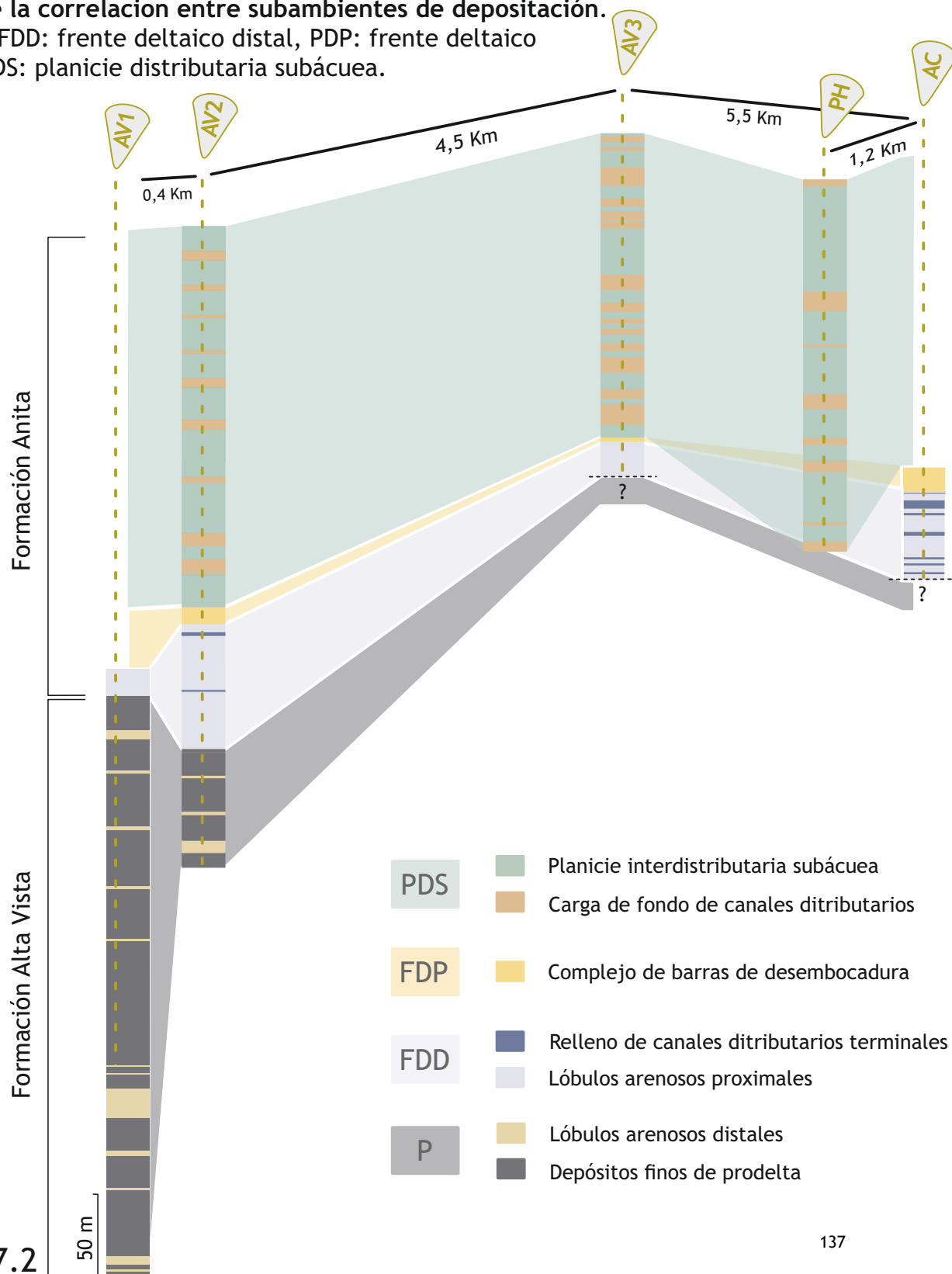
Imagen satelital (*GoogleEarth®*) del área de las Barrancas de las estancias Anita y Alta Vista con la ubicación de los perfiles sedimentarios relevados.

 Perfil  
 Sección relevada  
 Ea. Anita  
 Ruta provincial 15



### Esquema de la correlación entre subambientes de deposición.

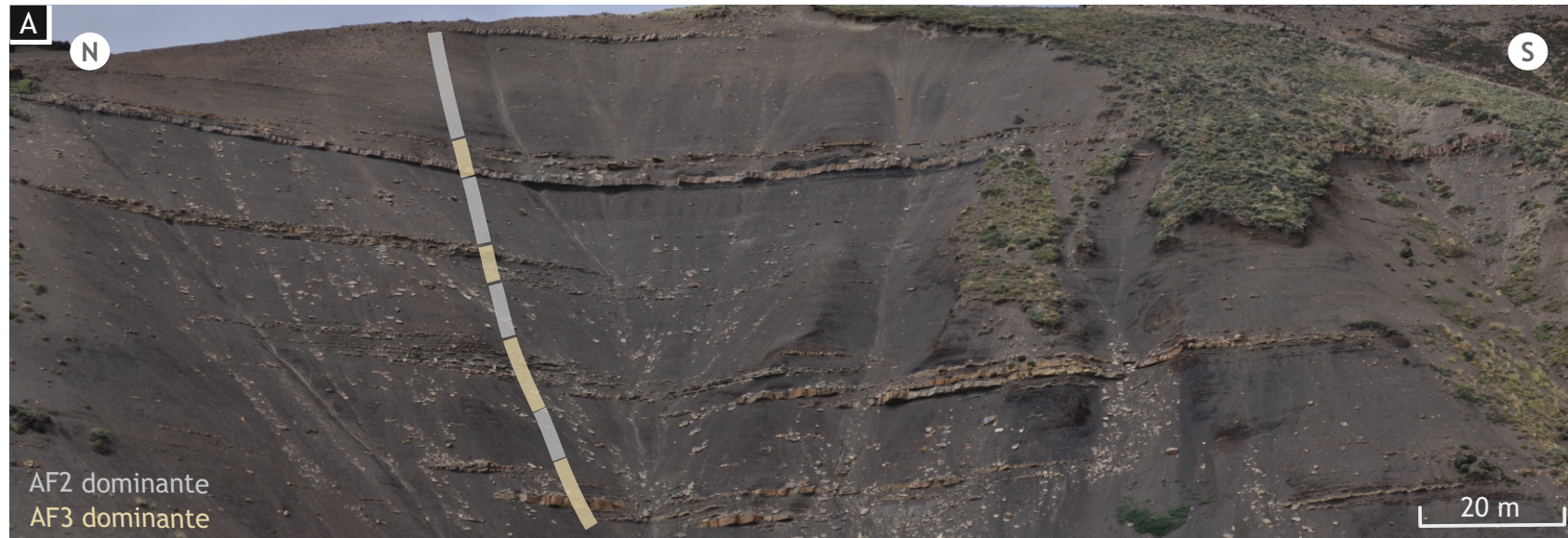
P: prodelta, FDD: frente deltaico distal, PDP: frente deltaico proximal, PDS: planicie distributaria subácuea.



## FORMACIÓN ALTA VISTA:

### P PRODELTA

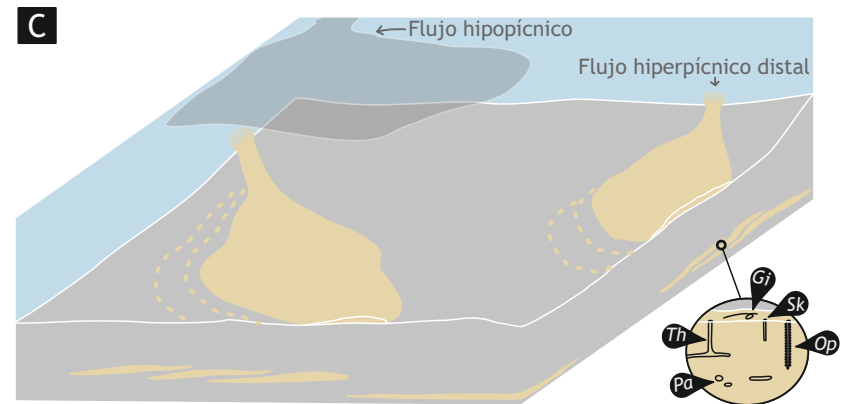
Lámina 7.3



Fotografía de depósitos de prodelta donde se muestran los ciclos AF2 dominante-AF3 dominante.



Detalle de los depósitos de prodelta donde se muestran los ciclos AF2 dominante-AF3 dominante.



Esquema tridimensional del subambiente de prodelta y la asociación icnológica de estos depósitos. Pa: *Palaeophycus*, Th: *Thalassinoides*, Gi: *Girochorte*, Sk: *Skolithos*, Op: *Ophiomorpha*.

de llegada de flujos hiperpícnicos densos varió en el tiempo de manera bastante regular por lo que pueden vincularse a factores de tipo climáticos.

Las corrientes hipopícnicas e hiperpícnicas que suministraban el sedimento hasta esta parte distal del sistema deltaico se encontraban estrechamente vinculadas al sistema fluvial alimentador de manera que además aportaban grandes cantidades de restos vegetales. Así mismo estas corrientes generaban el ingreso de agua dulce al sistema provocando variaciones en la salinidad y consecuentemente un ambiente estresante para los organismos marinos. La escasa bioturbación presente en los lóbulos arenosos (Lámina 7.3c) corresponde a organismos que fueron transportados junto con el sedimento dentro de los flujos hiperpícnicos.

#### 7.2.2 Formación Anita (intervalo basal): Frente deltaico distal (FDD)

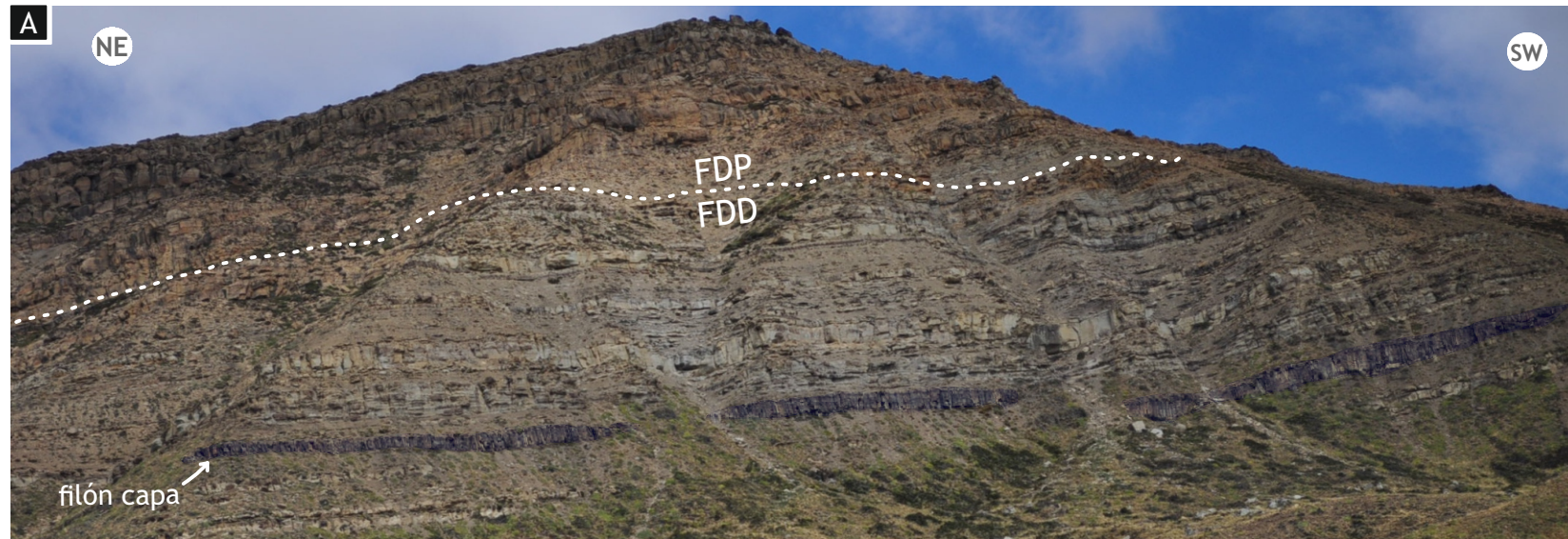
Un segundo intervalo, integrado por depósitos de lóbulos de frente deltaico distal, cubre a las sedimentitas de prodelta mediante pasaje transicional. Este se registra en los perfiles AV1, AV2, AV3 y AC y abarca aproximadamente 75 m de espesor (Lámina 7.2). Está integrado por una secuencia de estratos tabulares de areniscas finas gris-violáceas y heterolíticas grisáceas producto de la depositación por desconfinamiento de corrientes de canales distributarios terminales (Lámina 7.4a). Los niveles arenosos se acumularon como carga de lecho de flujos hiperpícnicos descargados directamente desde canales distributarios terminales (AF4) (Lámina 7.4b). Estos pasan de forma vertical y lateral a depósitos finos heterolíticos de interlóbulo los cuales se acumularon durante periodos de baja descarga fluvial o como material fino de fondo de las corrientes hiperpícnicas (AF4). A su vez, los depósitos de lóbulo e interlóbulo fueron eventualmente disectados por corrientes algo más confinadas probablemente vinculados a las porciones más distales de los canales distributarios terminales (AF5).

Durante periodos de disminución de la descarga, ya sea por el régimen fluvial estacionario o porque la zona de descarga de los canales distributarios terminales se encontraba alejada, los lóbulos abandonados eran colonizados por

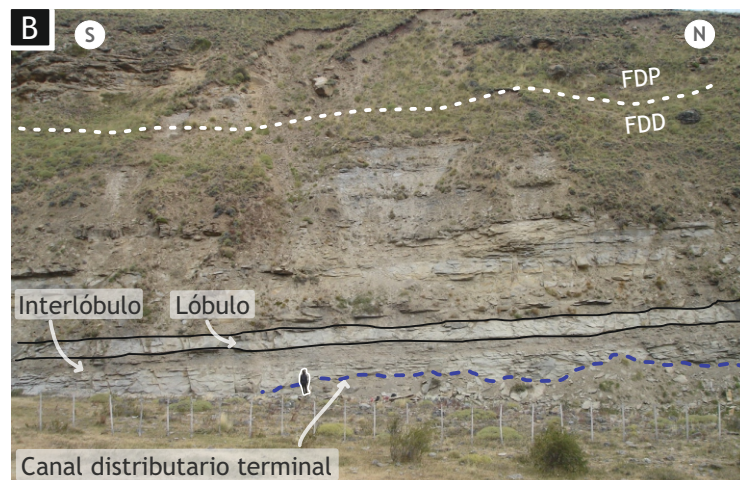


# FORMACIÓN ANITA (INTERVALO BASAL): FDD FRENTE DELTAICO DISTAL

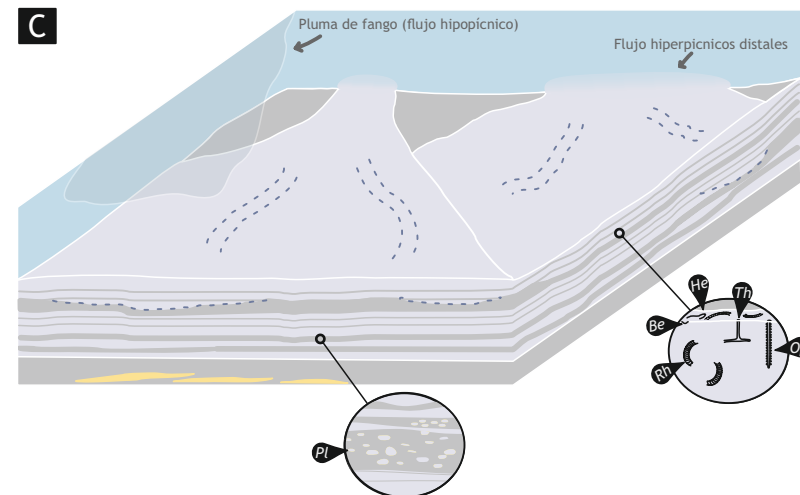
Lámina 7.4



Fotografía de depósitos de frente deltaico distal (FDD; intervalo basal de la Formación Anita) en pasaje transicional a los de frente deltaico proximal (FDP; intervalo medio de la Formación Anita).



Detalle de los depósitos de FDD, intervalo basal de la Formación Anita (Perfil AC). Persona: 1,7 m



Esquema tridimensional del subambiente de FDD y la asociación icnológica de estos depósitos. Pl: Planolites, Th: Thalassinoides, He: Helminopsis, Rh: Rhizocorallium, Op: Ophiomorpha, Be: Bergaueria.



organismos marinos oportunistas, que aprovechan cortos periodos de condiciones favorables, para alimentarse del material detrítico (Lámina 7.4c).

Hacia el tope, este intervalo presenta niveles que muestran algo de retrabajo por flujos oscilatorios de oleaje y tormentas, la orientación predominante de las paleocorrientes en estos depósitos es noroeste-sureste lo que ubica la paleolínea de costa aproximadamente en sentido ortogonal, noroeste-sureste.

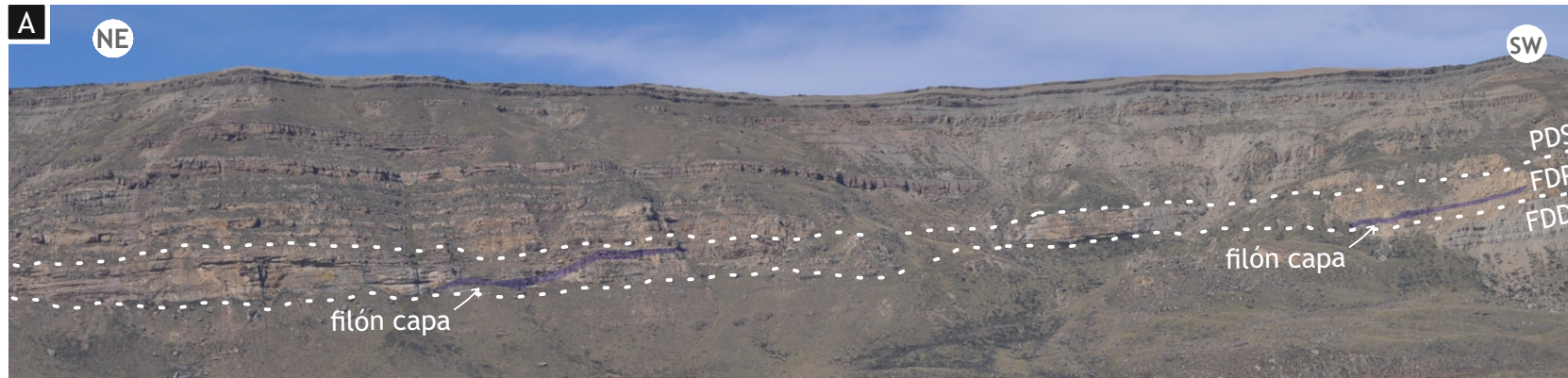
### 7.2.3 Formación Anita (intervalo medio): Frente deltaico proximal (FDP)

Los depósitos de frente deltaico distal pasan, mediante un pasaje transicional, a depósitos de complejos de barras de desembocadura que conforman el tercer intervalo de la secuencia deltaica (Lámina 7.2). Este se registra en los perfiles AV2, AV3 y AC y abarca entre 10 y 40 m de espesor. Está integrado por espesos paquetes de areniscas medianas y en menor medida gruesas de color amarillento acumuladas en una zona de alta energía cercanas a la desembocadura de los canales distributarios deltaicos, donde el material fino no logró depositarse pasando de largo hacia zonas más distales (Lámina 7.5a y b). El material arenoso fue acumulado mediante la migración de las barras de desembocadura y ocasionalmente redistribuido por corrientes oscilatorias durante episodios de tormenta (AF6) (Lámina 7.5c). El escaso material fino presente en láminas de fango de los *foresets* entrecruzados y en superficies de reactivación fue acumulado durante cortos periodos en los cuales la energía del sistema disminuyó debido a la modulación de las mareas.

La construcción de las barras estaba muy ligada a la zona de canales distributarios, de manera que la migración lateral en el tiempo de estos canales, provocaba la erosión parcial de las mismas barras que construían. El vector promedio de las paleocorrientes de las barras de desembocadura presenta rumbo N 189°, con una suave dispersión hacia el este y oeste producto de la migración lateral de la barra.

# FORMACIÓN ANITA (INTERVALO MEDIO): FDP FRENTE DELTAICO PROXIMAL

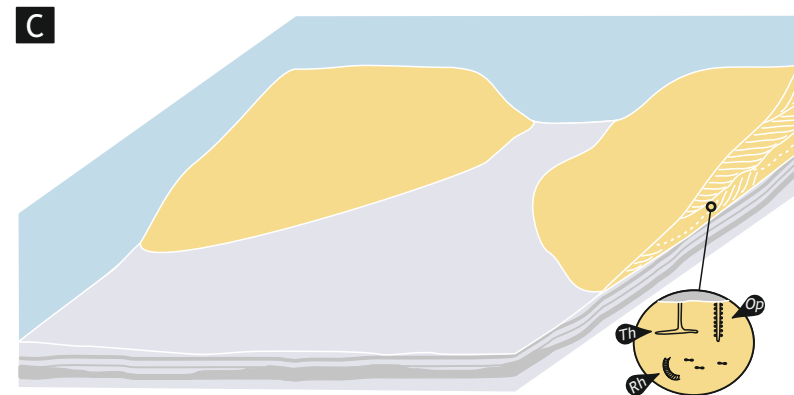
Lámina 7.5



Fotografía de depósitos de frente deltaico proximal (FDP, intervalo medio de la Fm. Anita) en pasaje transicional desde los depósitos de frente deltaico distal (FDD, intervalo basal de la Fm. Anita) y hacia los de planicie deltaica subácuea (PDS, intervalo superior de la Fm. Anita).



Detalle de los depósitos de FDP, intervalo medio de la Formación Anita (Perfil AV3).



Esquema tridimensional del subambiente de FDP y la asociación icnológica de estos depósitos. Pl: Planolites, Th: Thalassinoides, Op: Ophiomorpha.

#### 7.2.4 Formación Anita (intervalo superior): Planicie deltaica subácuea (PDS)

Desde la parte media de las Barrancas de Anita y Alta Vista hasta el tope, se desarrolla, en pasaje transicional con los depósitos de frente deltaico proximal, el cuarto intervalo de la secuencia deltaica. Este se identifica en los perfiles AV2, AV3 y PH (Lámina 7.2) y abarca entre 145 y 225 m de espesor. Los depósitos de la PDS están caracterizados por cuerpos canalizados de areniscas y conglomerados amarillo anaranjados, intercalados con espesas sucesiones de sedimento fino (Lámina 7.6a y b). Los cuerpos canalizados de areniscas y conglomerados conforman depósitos de una red de canales distributarios (AF7) (Lámina 7.6c), mientras que los depósitos finos asociados representan la depositación por decantación y desbordamiento en planicies interdistributarias subácueas (AF8). La granulometría, la escala y las estructuras sedimentarias de los depósitos de los canales demuestran que el sistema fluía con gran energía erosionando parte de los depósitos finos de sus planicies interdistributarias. A su vez, las relaciones laterales y verticales entre ambos elementos muestran que los canales de la red distributaria migraron espacialmente en el tiempo.

La abundancia de impresiones y restos de tallos y troncos se debe a la conexión directa de este subsistema con un sistema fluvial. Por otro lado, la presencia de canales con concentraciones de bioclastos (ABg) muestra la influencia de corrientes mareales sobre el sistema de canales distributarios.

Las paleocorrientes de los canales distributarios presentan una dirección predominante hacia el sursuroeste ( $N 189^\circ$ ) con una amplia dispersión propia de este tipo de sistemas distributarios y la sinuosidad de sus canales.

#### 7.2.5 Dinámica del sistema deltaico

Los sistemas deltaicos se caracterizan por ser sistemas de acumulación de transición entre el continente y el mar, por lo tanto son influenciados por los procesos propios de ambos ambientes (Wright y Coleman, 1973; Galloway, 1975). Sobre la base de la preponderancia de ciertos procesos sobre otros, los sistemas deltaicos pueden ser clasificados como fluvio-dominados, dominados por el oleaje o dominados por mareas (Galloway, 1975). De todas maneras, la dinámica de los

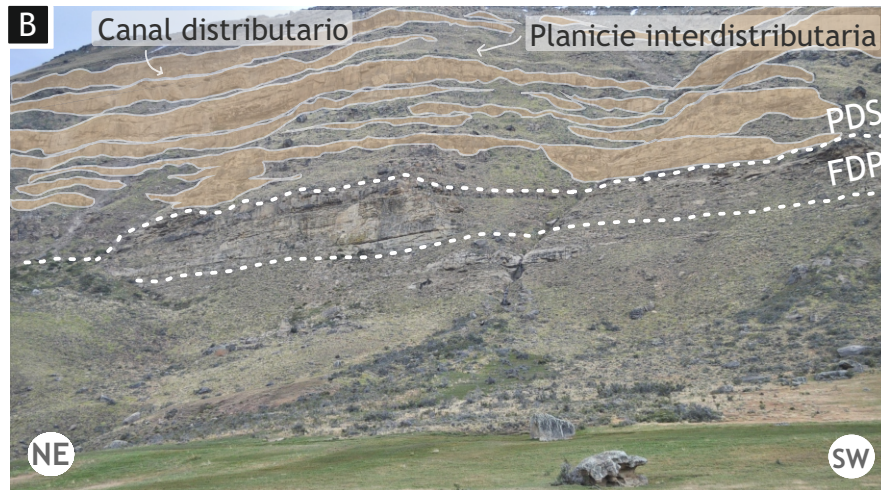


# FORMACIÓN ANITA (INTERVALO SUPERIOR): PDS PLANICIE DELTAICA SUBÁCUEA

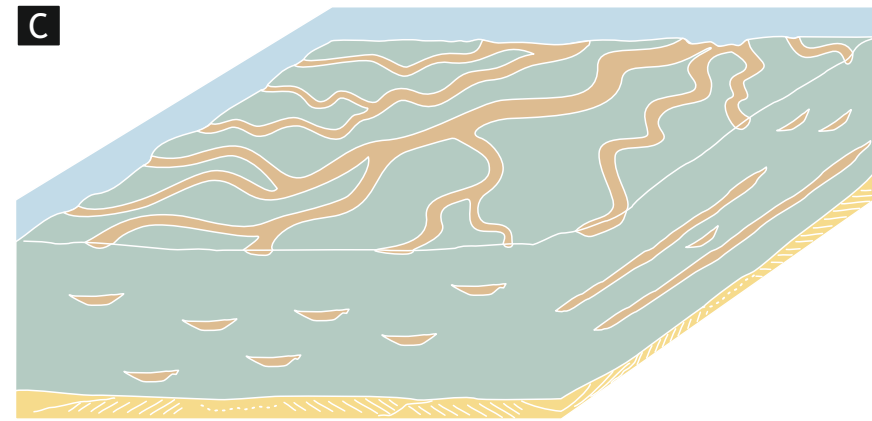
Lámina 7.6



Fotografía de depósitos de planicie deltaica subácuea (PDS, intervalo superior de la Fm. Anita) en pasaje transicional desde los depósitos de frente deltaico proximal (FDP, intervalo medio de la Fm. Anita).



Detalle de los depósitos de planicie deltaica subácuea (intervalo superior de la Fm. Anita) sobre los depósitos de frente deltaico proximal (intervalo medio de la Fm. Anita). Perfil AV3.



Esquema tridimensional del subambiente de PDS.



sistemas deltaicos en el espacio y el tiempo puede ser muy variable y por lo tanto ubicarlos en esta división tripartita es controversial (Battacharya y Giosan, 2003).

El sistema deltaico integrado por las formaciones Alta Vista y Anita se compone de una sucesión gradual de depósitos vinculados más distal o más proximalmente a una zona de descarga fluvial, donde los procesos debido al oleaje y mareas se manifiestan de manera secundaria. En este sentido, podemos asumir que todos los subambientes interpretados en estas sucesiones (prodelta, frente deltaico distal, frente deltaico proximal y planicie distributaria subácuea) corresponden a la progradación de un mismo sistema deltaico. Una robusta red de canales (PDS) distribuía el sedimento hacia el mar y a medida que estos flujos perdían confinamiento, la carga pasaba a ser transportada como flujos hiperpícnicos o hipopícnicos conformando una zona de desembocadura. El material arenoso más fino se dispersaba en forma de lóbulos proximales (FDD) mientras que el material más grueso se acumulaba inmediatamente a la zona de desembocadura conformando complejos de barras (FDP). Por su parte, el sedimento que al llegar a la zona de desembocadura permanecía en suspensión, continuaba como flujos hipopícnicos alcanzando las zonas más distales (FDD y P) y se acumulaban por decantación. En ocasiones flujos hiperpícnicos arenosos densos llegaban hasta la zona de prodelta producto de crecidas extraordinarias o removilización del material del frente deltaico proximal durante las tormentas. Es probable que debido a factores extrínsecos al sistema depositacional, estos flujos hiperpícnicos eventuales aumentaran cíclicamente su frecuencia provocando la desviación de los pequeños lóbulos arenosos.

La influencia fluvial en este sistema deltaico se evidencia no sólo en el tipo de procesos que caracteriza las asociaciones de facies y la arquitectura interna del sistema, sino también en las asociaciones icnológicas y faunísticas y en la abundancia de restos vegetales presentes en estos depósitos.

Tanto los restos de los organismos, como los registros de su actividad muestran condiciones ambientales estresantes debido a fluctuaciones en la salinidad y a las altas tasas de deposición de este sistema. Estos rasgos son característicos, permiten asociar una permanente influencia fluvial que producía

no sólo la invasión de agua dulce en el ambiente marino, sino además el ingreso de grandes cantidades de sedimentos y fitodetritos hasta incluso las zonas más distales como el prodelta.

El análisis en conjunto de los indicadores de paleocorrientes unidireccionales en los depósitos de frente deltaico proximal y en los canales distributarios muestra que la orientación de las corrientes fue predominantemente hacia el sur-suroeste (vector promedio:  $189^\circ$ ) (Lámina 7.7), con un rango de dispersión hacia el sureste, suroeste y, en menor medida, hacia el noreste en los canales distributarios. La dispersión de las orientaciones en las paleocorrientes presenta un arreglo en abanico esperable para sistemas distributarios. Por otro lado la mayor variabilidad se encuentra en los canales distributarios, debido a la sinuosidad que presentan este tipo de canales desarrollados en una planicie deltaica. La marcada preponderancia de las corrientes en sentido sur-suroeste indicaría que esta fue la dirección de progradación del sistema deltaico Alta Vista-Anita. En este sentido se interpreta que el arreglo de las clinoformas del subambiente de prodelta, cuyo plano de afloramiento es norte-sur, representan la migración lateral de los lóbulos y no el avance progradacional del sistema deltaico (Lámina 7.3c, esquema tridimensional del prodelta).



Imagen satelital (*GoogleEarth*®) del área de las Barrancas de las estancias Anita y Alta Vista con la distribución de las medidas de paleocorrientes.

Paleocorrientes de las barras del frente deltaico

Paleocorrientes de los canales distributarios

Paleocorrientes totales

Vector promedio de paleocorrientes



Perfil

Sección relevada

Ea. Anita

Ruta provincial 15



## CAPÍTULO 8. ANÁLISIS PETROGRÁFICO DE ARENISCAS

---

El objetivo del análisis petrográfico de areniscas es caracterizar detalladamente los tipos litológicos, obtener la composición modal y analizar las posibles áreas fuentes de los sedimentos que integran las formaciones Cerro Toro, Alta Vista y Anita.

### 8.1 Metodología

El análisis petrográfico se realizó sobre la base de 73 secciones delgadas de 30  $\mu\text{m}$  de espesor mediante un microscopio petrográfico binocular Nikon modelo Eclipse E200POL. La determinación de la composición modal se realizó con un contador *Swift*® conectado al microscopio petrográfico. Todas estas tareas se llevaron a cabo en el Laboratorio de cortes delgados y petrografía del Centro de Investigaciones Geológicas.

Del total de las secciones delgadas 12 pertenecen a la Formación Cerro Toro, 11 a la Formación Alta Vista, 49 a la Formación Anita y 1 de la Formación Irene. La ubicación de las muestras en los perfiles sedimentarios se presenta en el Anexo 1.

De cada sección delgada, se describieron los atributos principales (granulometría, redondez y esfericidad, selección, textura, presencia de cementos, porosidad) y se caracterizaron los componentes detríticos participantes. Para la determinación de la redondez y esfericidad de los clastos, se utilizó la cartilla comparativa de Powers (1982). En una segunda instancia, se seleccionaron un total de 33 muestras de granulometría entre arenisca fina y mediana para realizar el análisis composicional sobre el conteo de los clastos. Para realizar la caracterización composicional y el análisis de procedencia sedimentaria basado en el análisis petrográfico se siguió la metodología propuesta por Gazzi-Dickinson (Ingersoll *et al.*, 1984). Según estos autores, una muestra representativa incluye el recuento de 400 puntos por sección delgada con un espaciamiento entre puntos de conteo mayor o igual al tamaño de grano máximo de la muestra (Tabla de datos en Anexo 2). Para la caracterización petrográfica se utilizaron los diagramas de clasificación de Folk *et al.* (1970) y



de Dott (1964), modificado por Pettijohn *et al.* (1972). Para el análisis de procedencia se utilizaron los diagramas triangulares, Q-F-L y Qm-F-Lt, de discriminación tectónica de áreas de aporte de Dickinson *et al.* (1983).

## 8.2 Resultados

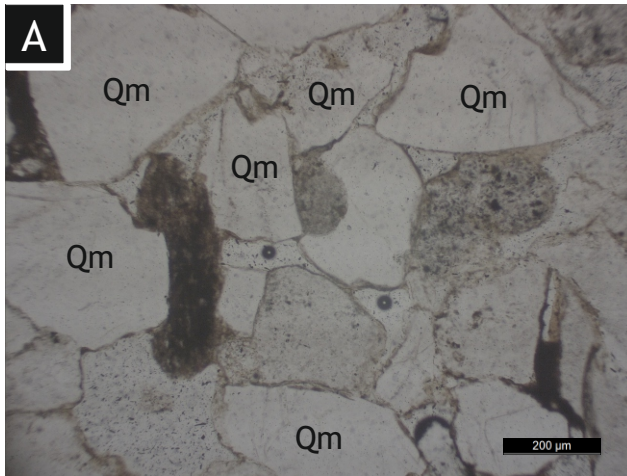
Las muestras de areniscas estudiadas presentan variada granulometría, desde arenisca muy fina hasta arena muy gruesa, siendo las más abundantes las areniscas con granulometría fina y mediana, las cuales fueron utilizadas en el análisis petrográfico por cumplir las condiciones de granulometría necesarias para utilizar el método. Estas son sedimentitas con clastos de baja redondez con texturas predominante clasto sostén. Presentan moderada a mala selección y su porosidad primaria varía entre moderada y muy alta. Los componentes principales son el cuarzo monocristalino y los líticos metamórficos. Le siguen en abundancia, los líticos volcánicos y sedimentarios. Entre los componentes escasos, se encuentran plagioclasa, feldespato potásico, biotita, muscovita, clorita y glauconita. Una característica para destacar es el alto contenido de material vegetal presente en casi todas las muestras analizadas. El cemento es un componente escaso y, normalmente, de composición carbonática o silícea. Dos muestras presentan algo de cemento argílico y una muestra ferruginoso. A continuación se describen los componentes en orden decreciente de abundancia.

### 8.2.1 Componentes detríticos

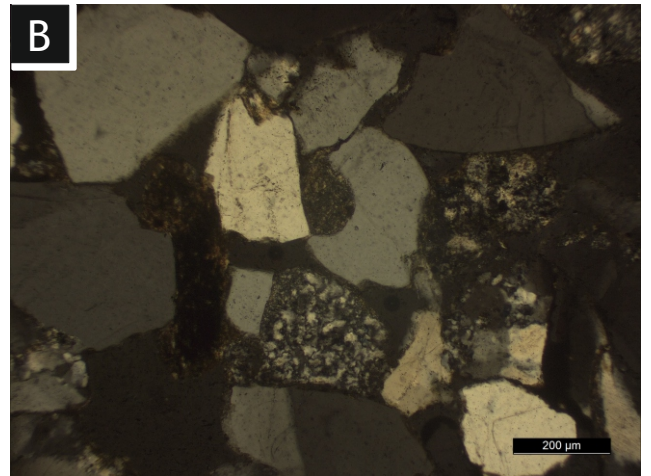
#### Cuarzo monocristalino (Qm)

El cuarzo monocristalino es uno de los componentes más abundantes, se encuentra entre un 24% y 48% (con valores promedio de 40%). Disminuye su porcentaje, como es de esperarse, en las granulometrías mayores. Los clastos de cuarzo monocristalino presentan formas desde discoidales angulosas a prismáticas redondeadas pasando por algunas formas intermedias (Lámina 8.1a-b). Presentan extinción neta, engolfamientos y formas bipiramidales típicos de cuarzoes de origen volcánico (Lámina 8.1c-d; e-f). Otros, en cambio, muestran

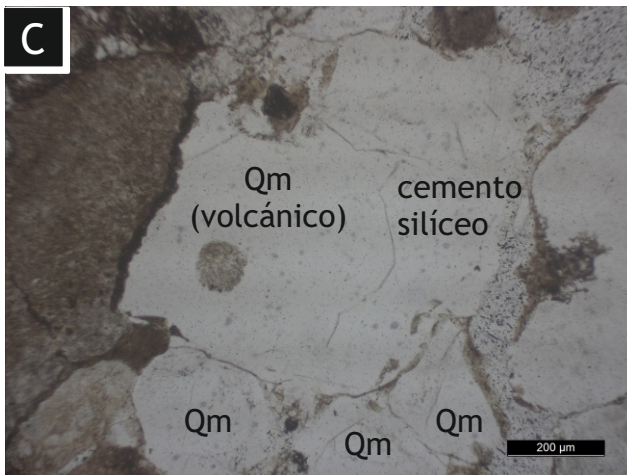
## Cuarzo monocristalino (Qm)



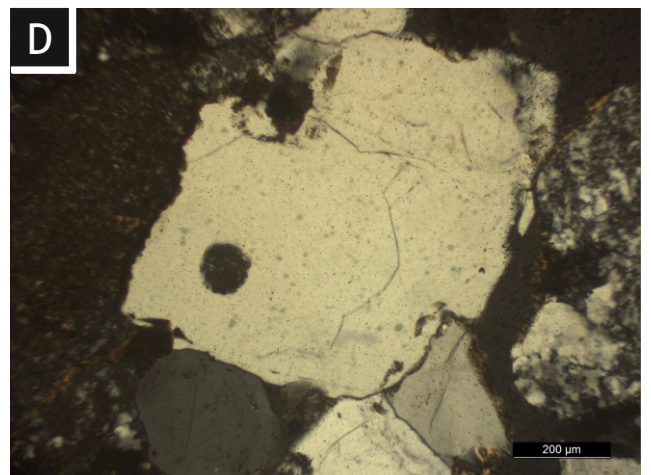
Vista con un polarizador



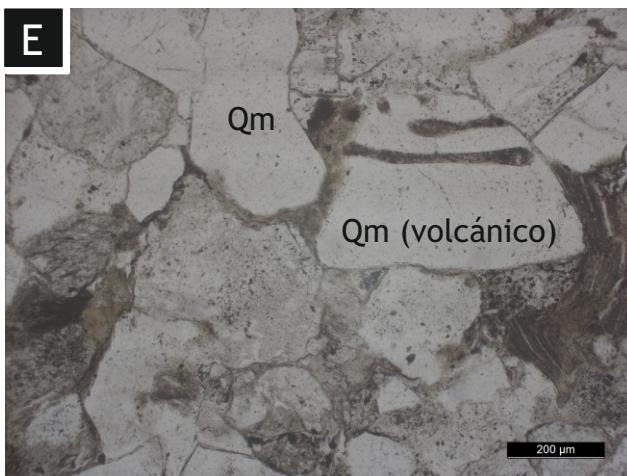
Vista con polarizadores cruzados



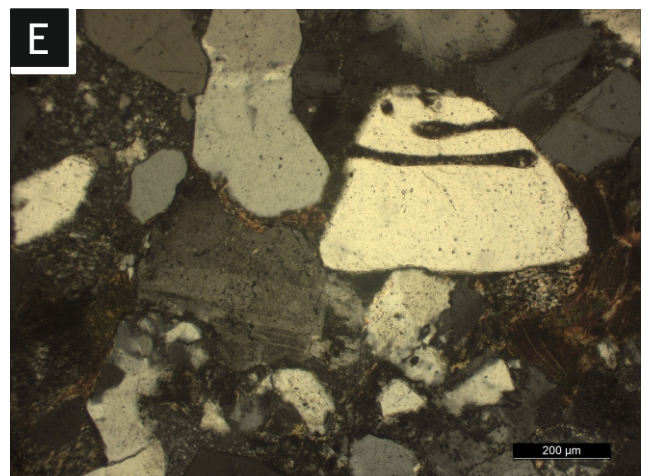
Vista con un polarizador



Vista con polarizadores cruzados



Vista con un polarizador



Vista con polarizadores cruzados

extinción ondulosa y colores gris azulados y son considerados de origen metamórfico (Lámina 8.1).

### Líticos metamórficos (LM)

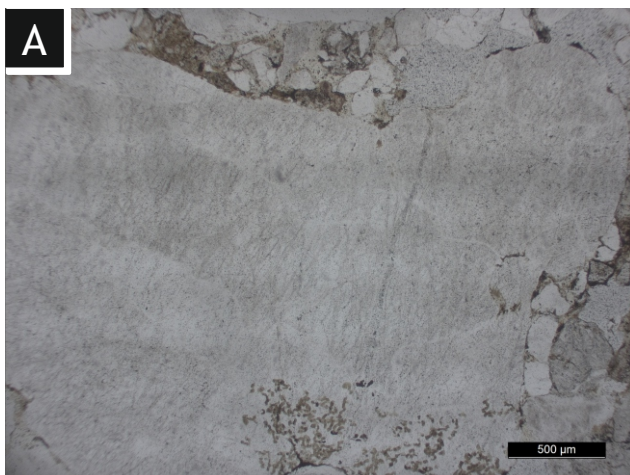
Los líticos metamórficos son otros de los componentes predominantes en las areniscas estudiadas, se presentan entre un 20 y 52% (con valores promedios de 32%). Los clastos presentan formas desde subdiscoidales bien redondeadas, hasta esféricas muy bien redondeadas. Están conformados por cristales de cuarzo (cuarzo policristalino) con una microestructura granoblástica poligonal y extinción ondulosa de los cristales (Lámina 8.2a-b). Otra microestructura presente en estos clastos está conformada por bandas de agregados de granos de cuarzo grandes, elongados o poligonales junto con agregados de granos pequeños, también de cuarzo (Lámina 8.2c-f y Lámina 8.3a-b). Otros líticos metamórficos presentan microestructuras foliadas dadas por la orientación de cristales de cuarzo elongados y que, en ocasiones, presentan filosilicatos orientados paralelos a los planos de foliación (Lámina 8.3c-f).

### Líticos Volcánicos (LV)

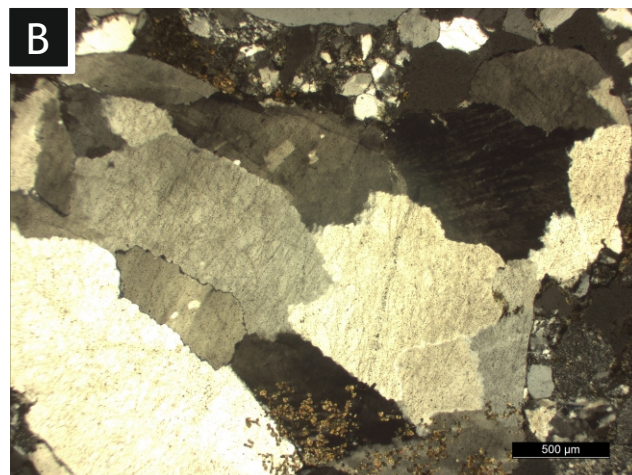
Estos clastos se presentan entre un 2,75% a 18% (con un promedio de 8%). Como los otros líticos observados, presentan desde formas subdiscoidales subredondeadas, bien redondeadas y esféricas muy bien redondeadas. Dentro de este grupo se han observado distintas texturas: 1) textura porfírica, compuesta por fenocristales de cuarzo rodeados de una pasta afanítica. Los fenocristales de cuarzo presentan extinción neta, desarrollo euédrico de sus caras y engolfamientos típicos de cuarzos de origen volcánico (Lámina 8.4a-d). 2) textura porfírica, pero compuestas por fenocristales de plagioclasas rodeados por pasta afanítica (Lámina 8.4e-f). 3) textura hialoofítica, la cual está compuesta por más de un 80% de vidrio volcánico, en este caso conformado específicamente por trizas vítreas (Lámina 8.5a-b). 4) textura eutaxítica, donde se puede observar trizas vítreas y pómez aplanados, típica de ignimbritas (Lámina 8.5c-d). 5) textura esferulítica, conformada por agregados radiales de



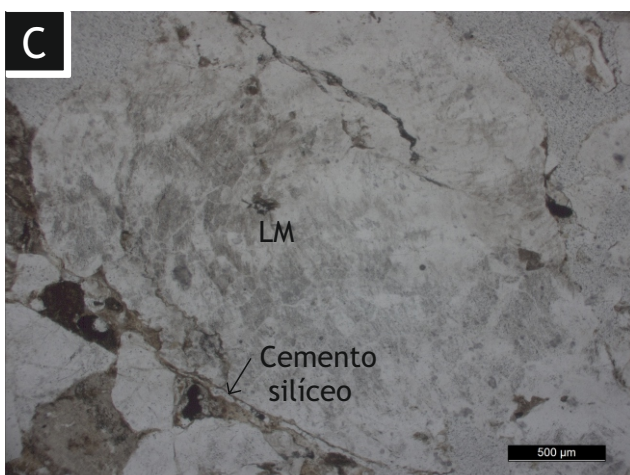
## Líticos metamórficos (LM)



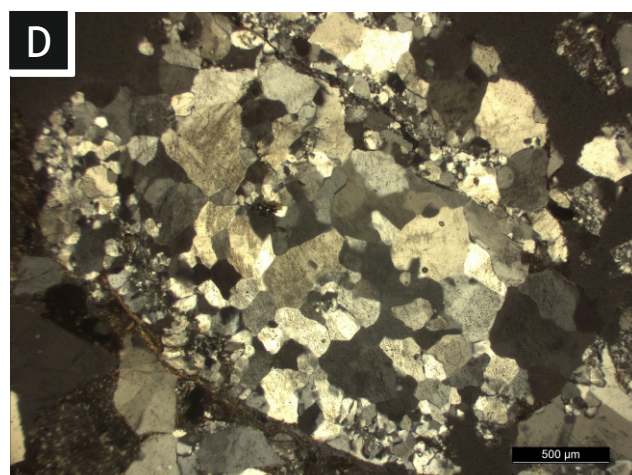
Vista con un polarizador



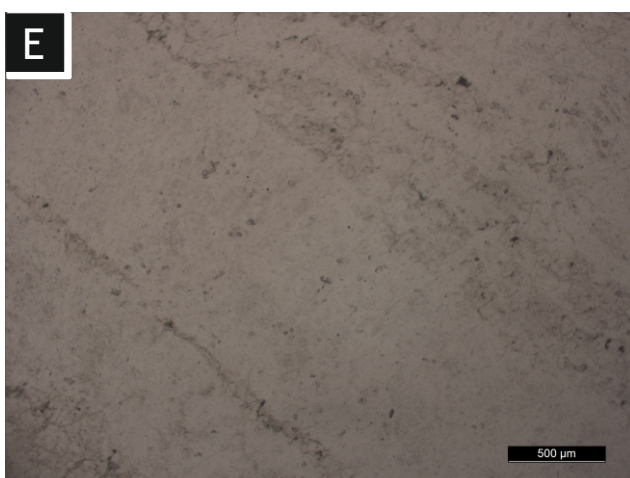
Vista con polarizadores cruzados



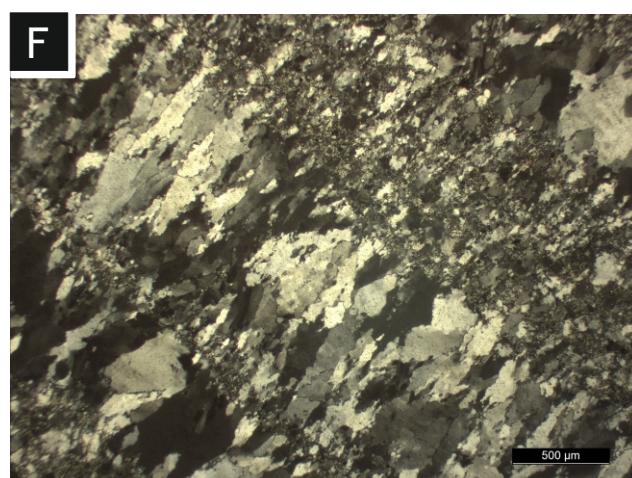
Vista con un polarizador



Vista con polarizadores cruzados



Vista con un polarizador

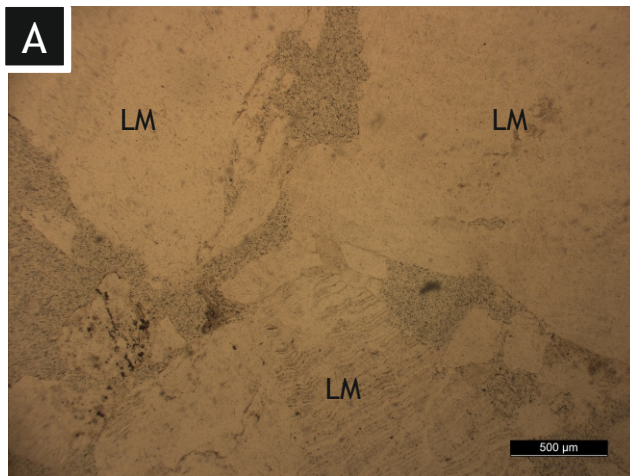


Vista con polarizadores cruzados

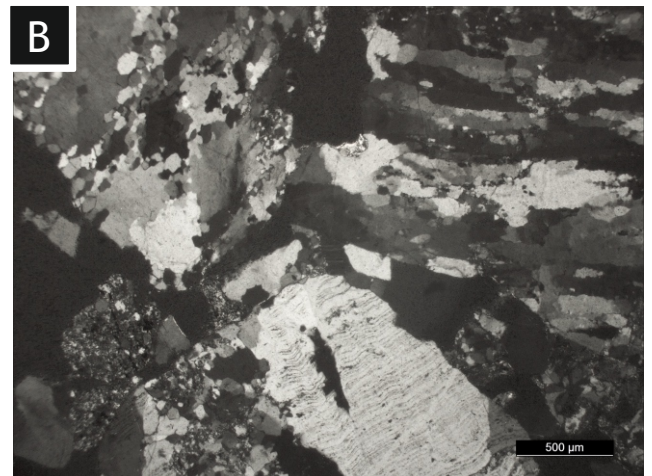
## Lámina 8.2



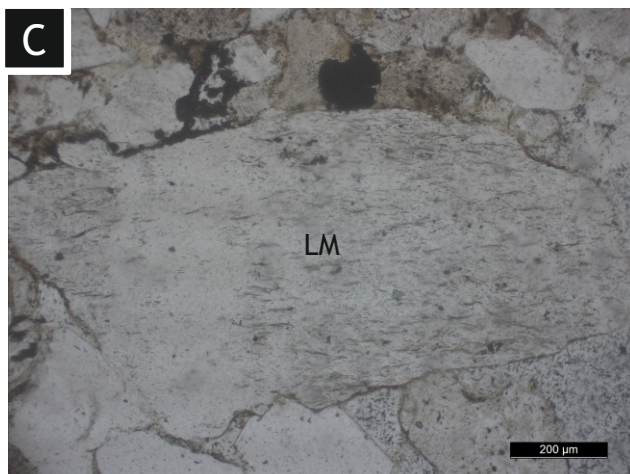
## Líticos metamórficos



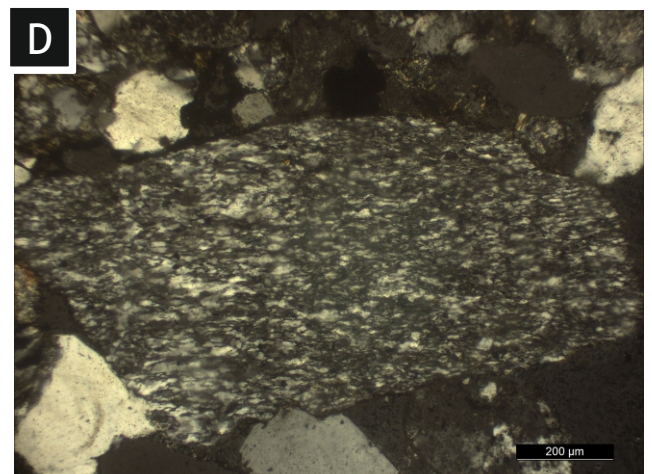
Vista con un polarizador



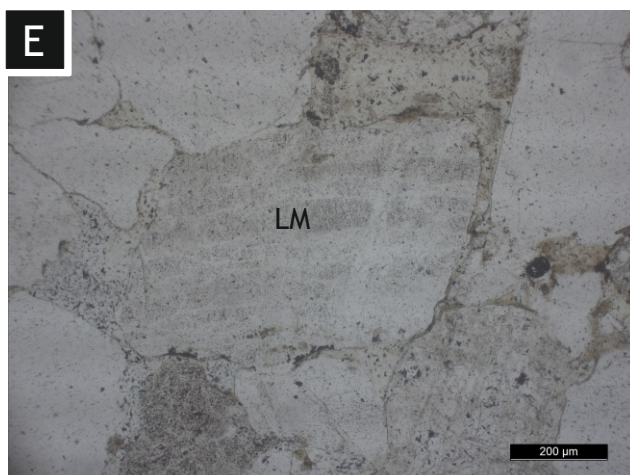
Vista con polarizadores cruzados



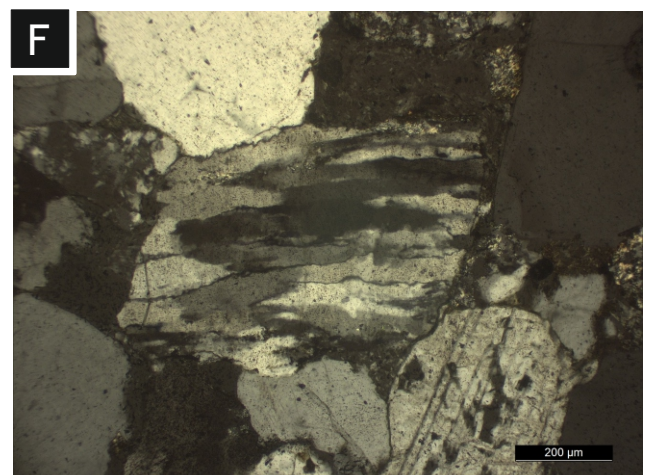
Vista con un polarizador



Vista con polarizadores cruzados



Vista con un polarizador

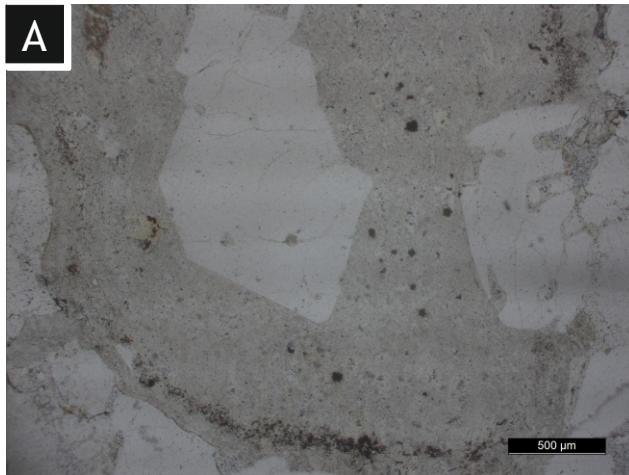


Vista con polarizadores cruzados

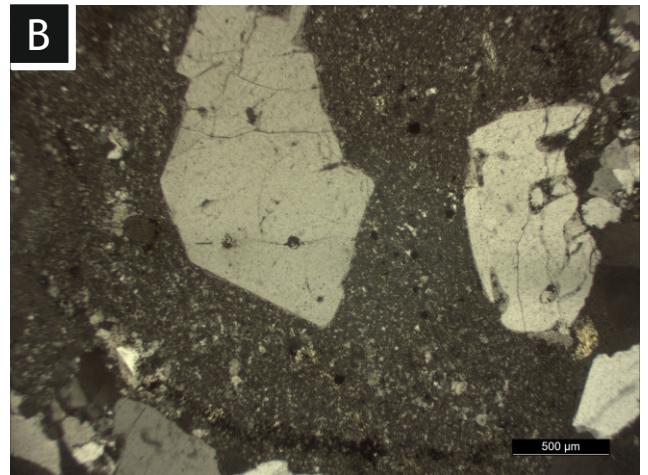
## Lámina 8.3



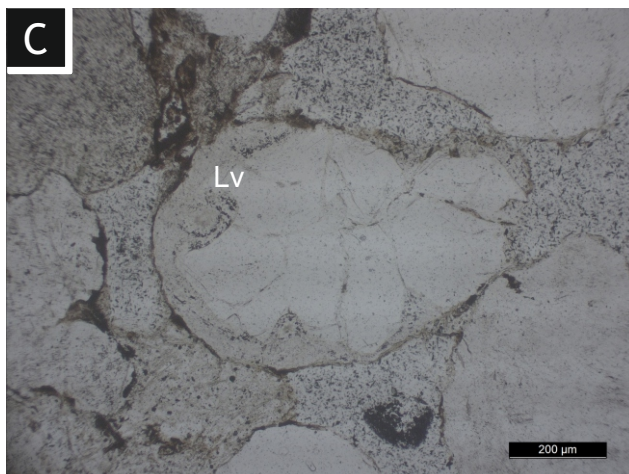
## Líticos volcánicos (LV)



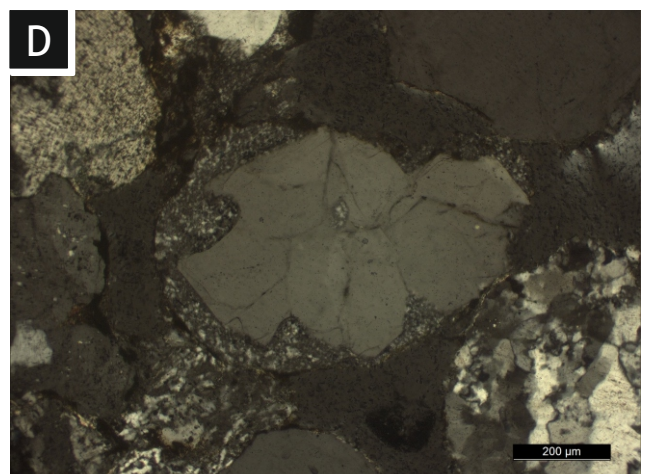
Vista con un polarizador



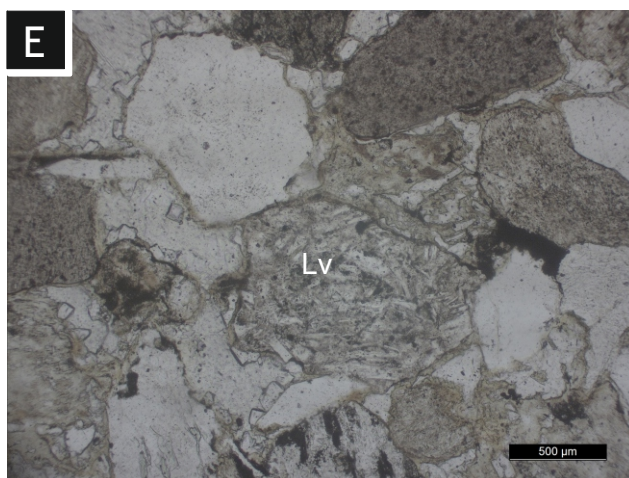
Vista con polarizadores cruzados



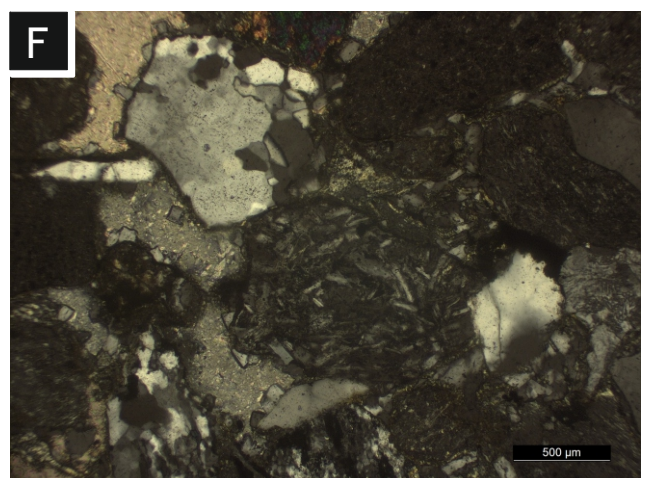
Vista con un polarizador



Vista con polarizadores cruzados



Vista con un polarizador

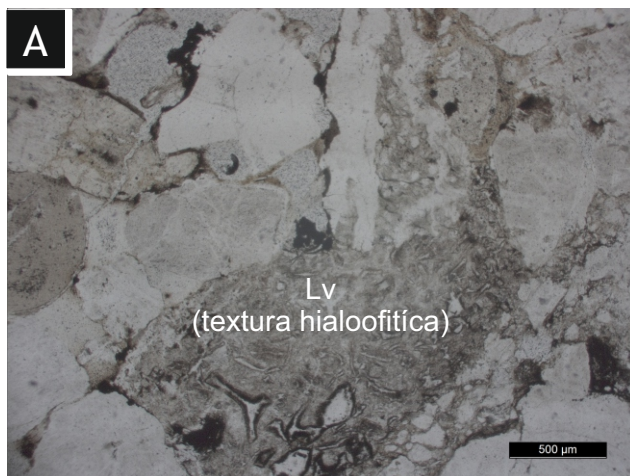


Vista con polarizadores cruzados

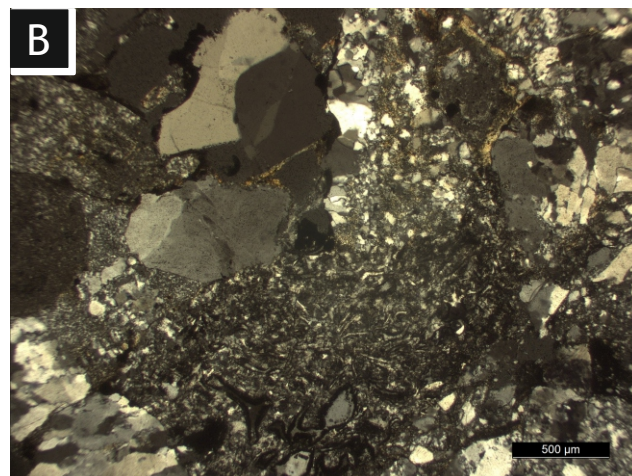
## Lámina 8.4



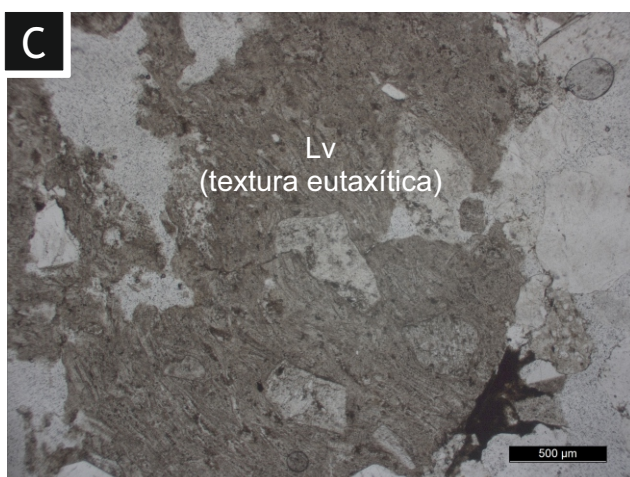
## Líticos volcánicos



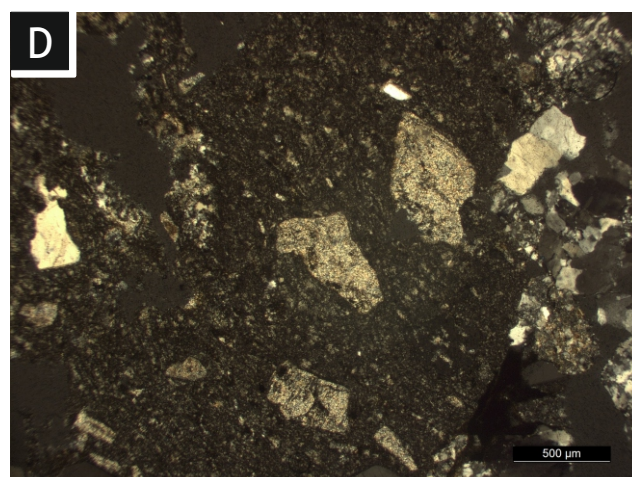
Vista con un polarizador



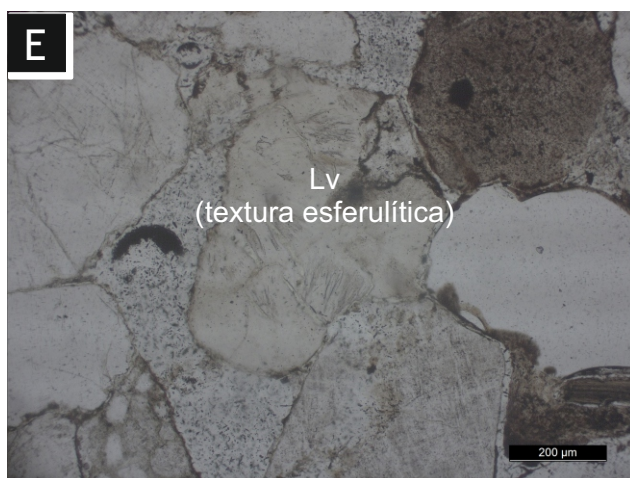
Vista con polarizadores cruzados



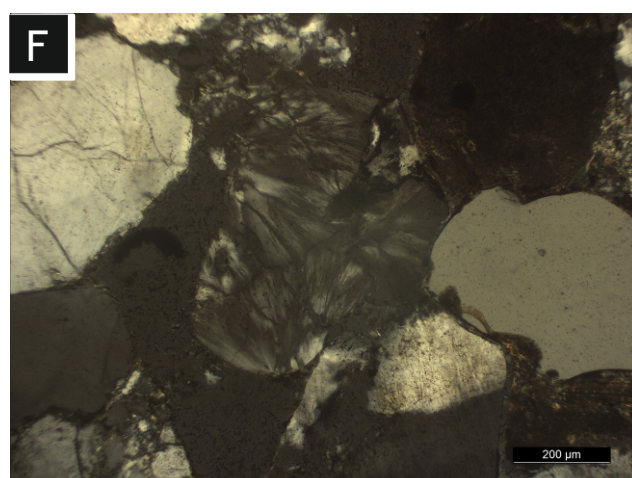
Vista con un polarizador



Vista con polarizadores cruzados



Vista con un polarizador



Vista con polarizadores cruzados

## Lámina 8.5

cristales fibrosos de cuarzo y feldespato en distintas orientaciones (esferulitas anidadas o en racimos) (Lámina 8.5e-f).

### Líticos Sedimentarios (LS)

Estos clastos líticos se presentan entre un 1% a 16,25% (con un promedio de 8,13%). Presentan formas sudiscoidales subredondeadas. Conforman clastos de areniscas con proporciones variables de matriz (Lámina 8.6a-d) y limolitas (Lámina 8.6e-f). Composicionalmente, estos líticos sedimentarios presentan clastos de cuarzo monocristalino subangulosos y, en menor medida, líticos volcánicos y metamórficos algo más redondeados.

### Feldespatos (F)

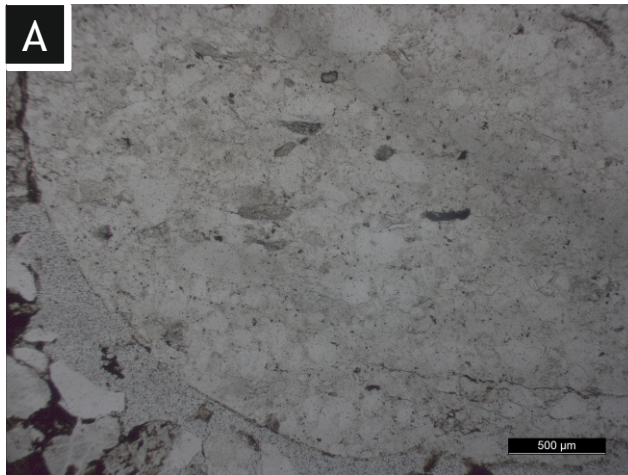
Dentro de la familia de los feldespatos, se presentan principalmente plagioclasas con valores que varían entre un 0,25% y 4,5% (con un promedio de 1,9%) (Lámina 8.7a-b; 8.7e-f). Presentan maclas polisintéticas rectas típicas de plagioclasas de origen ígneo (Lámina 8.7a-b) y, en algunos casos, se ven maclas polisintéticas ahusadas producto de metamorfismo. Los feldespatos potásicos se encuentran solo en algunas muestras y entre un 0% y 1,25% (con promedio de 0,4%), presentan en general maclas en enrejado propias del microclino (Lámina 8.7c-d) o maclas de Carlsbad. En ocasiones los feldespatos presentan alteración argílica dispersa o siguiendo los planos de macla.

### Biotita (Bt) y Muscovita (Ms)

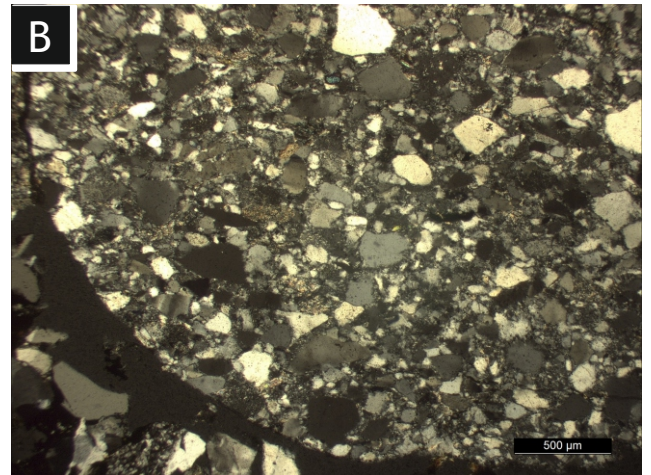
Estas son componentes muy escasos, la biotita varía entre un 0% y 3% (con valor promedio de 0,8%). Se presenta en tamaños hasta arena gruesa (0,6 mm). Presenta colores castaños, clivaje, pleocroísmo y extinción paralela. Es muy común que se encuentre orientada paralela a laminación y también deformada como pseudomatriz (Lámina 8.8a-b; 8.8c-d). La muscovita es más excepcional, sus valores oscilan entre un 0% y 0,75% (promedio 0,36%). Sus características son similares a la biotita solo que se presenta incolora. Es muy común encontrarla como pseudomatriz al igual que la biotita (Lámina 8.8e-f).



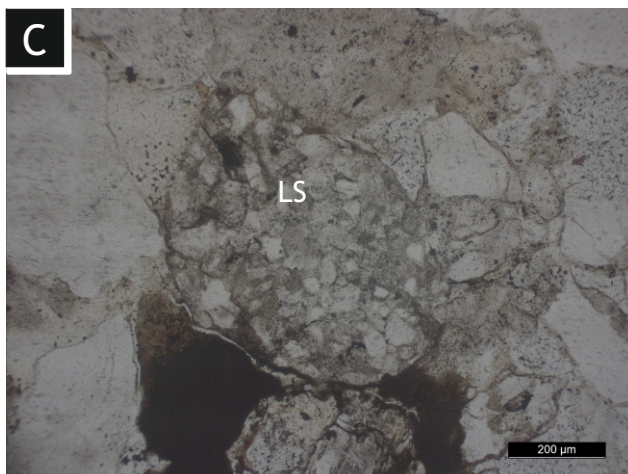
## Líticos sedimentarios (LS)



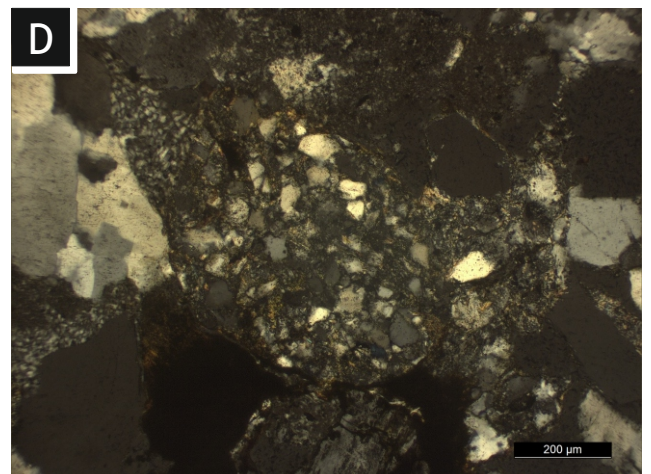
Vista con un polarizador



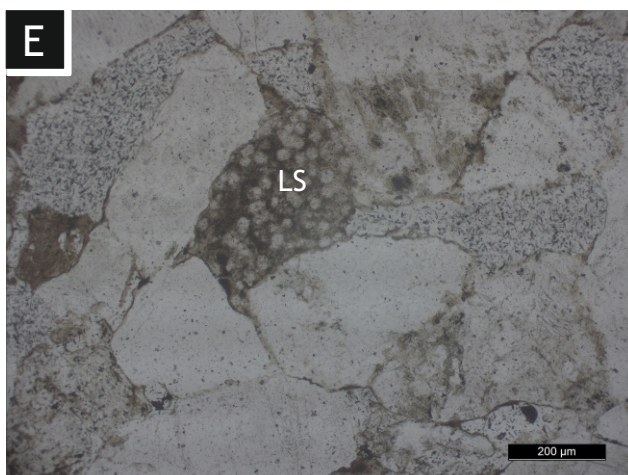
Vista con polarizadores cruzados



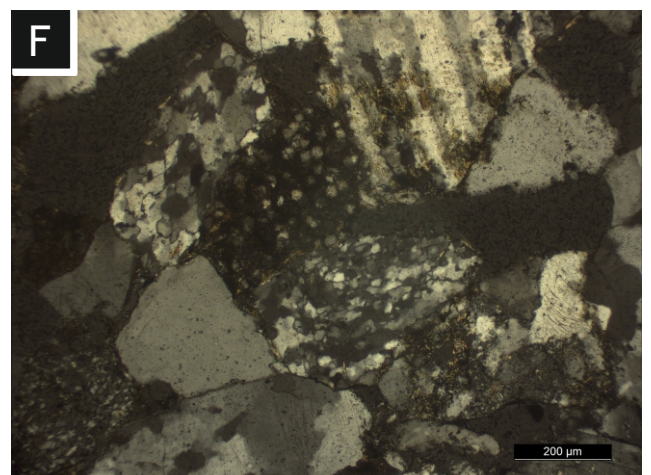
Vista con un polarizador



Vista con polarizadores cruzados



Vista con un polarizador

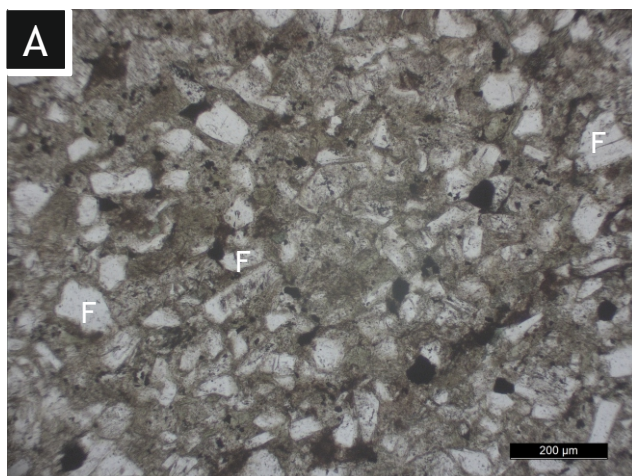


Vista con polarizadores cruzados

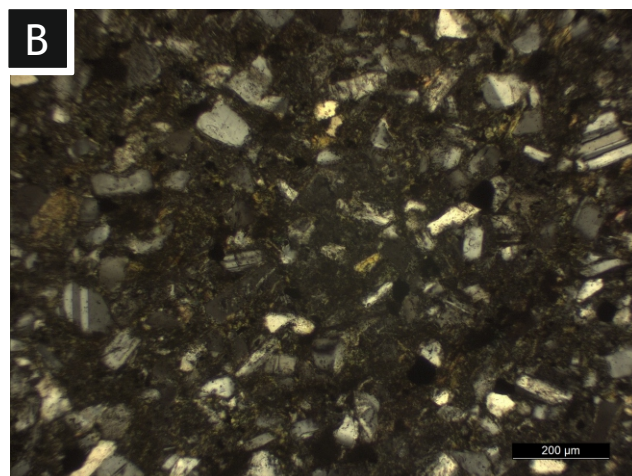
## Lámina 8.6



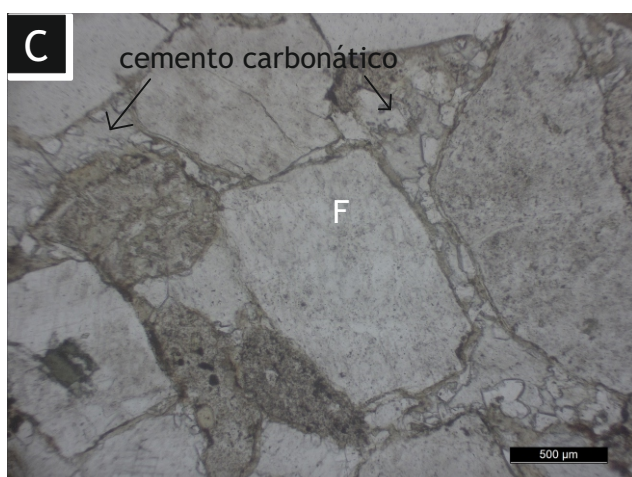
## Feldespatos (F)



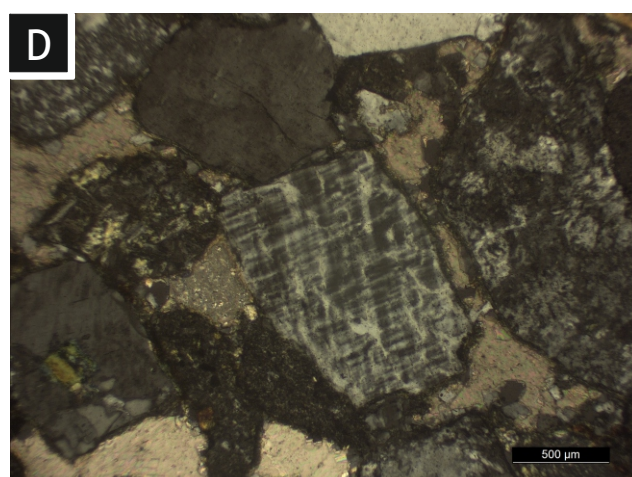
Vista con un polarizador



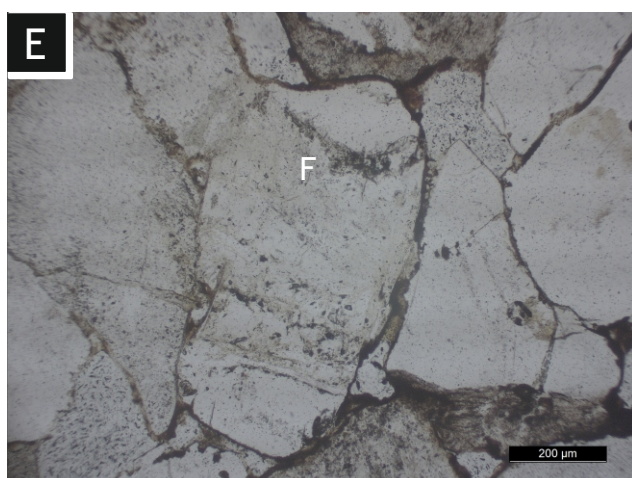
Vista con polarizadores cruzados



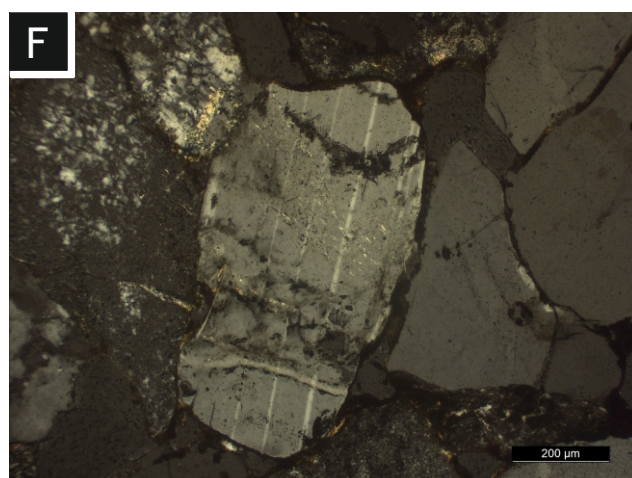
Vista con un polarizador



Vista con polarizadores cruzados



Vista con un polarizador

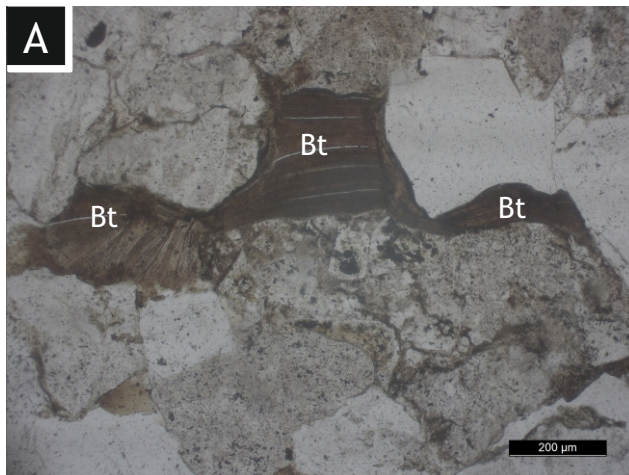


Vista con polarizadores cruzados

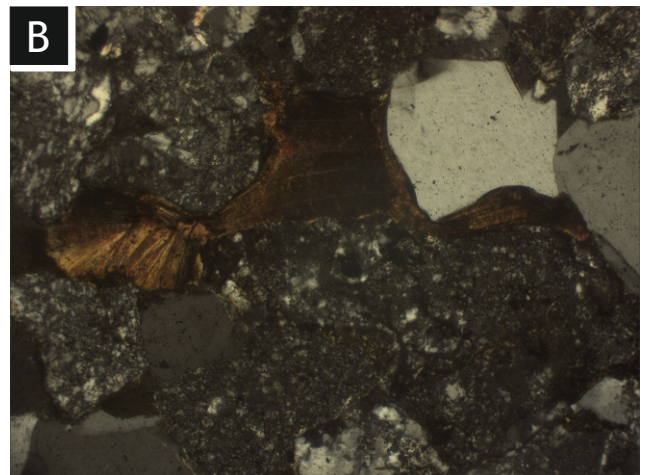
## Lámina 8.7



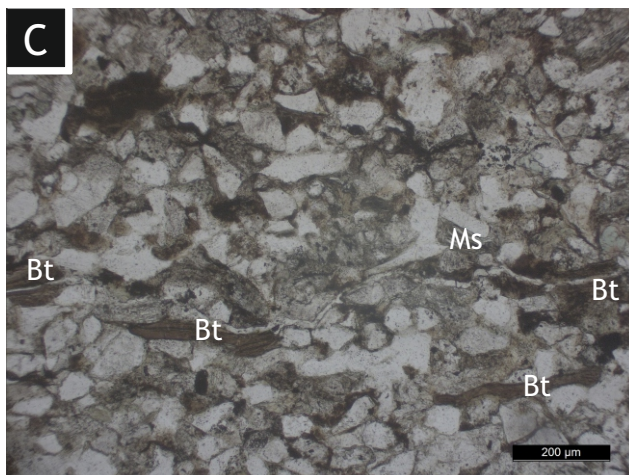
## Biotita (Bt)



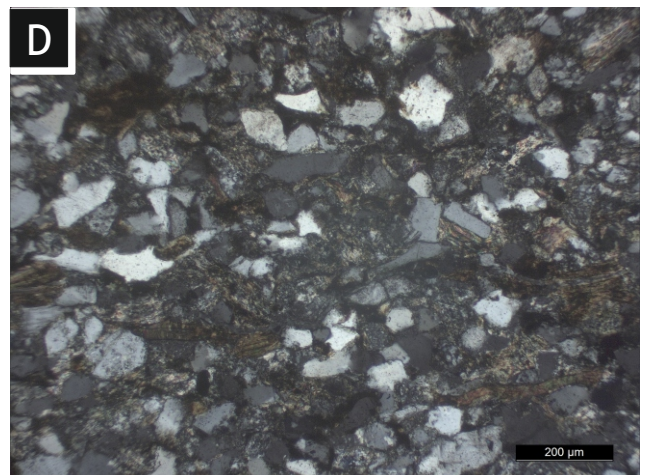
Vista con un polarizador



Vista con polarizadores cruzados

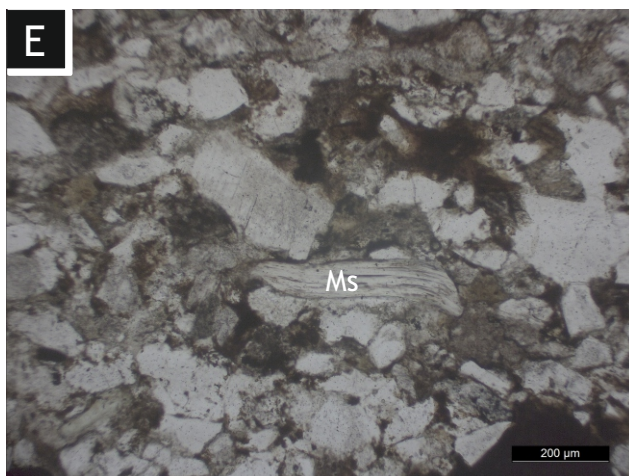


Vista con un polarizador

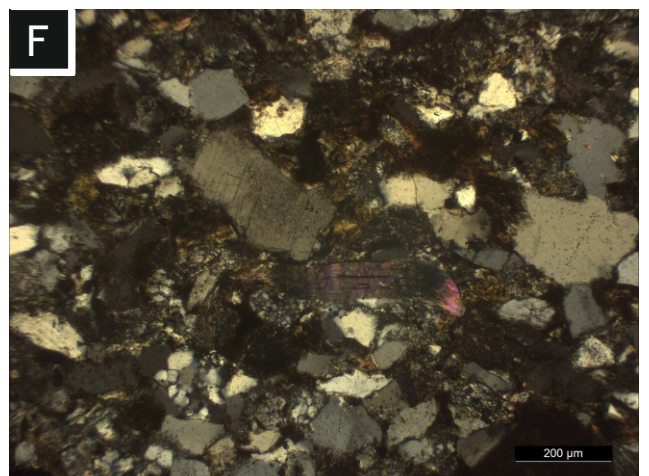


Vista con polarizadores cruzados

## Muscovita (Ms)



Vista con un polarizador



Vista con polarizadores cruzados

## Lámina 8.8

### Glauconita (Gl) y Clorita (Cl)

Estas dos especies minerales se encuentran en muy bajas proporciones, de un 0% a 0,75% (con promedio de 0,1%) para la glauconita y entre un 0% y 0,25% (con promedio de 0,33%) en el caso de la clorita. La glauconita es redondeada, verde claro con y sin polarizadores. Se presenta como detrito (Lámina 8.9a-b) así como alteración de otro mineral primario (Lámina 8.9ec-d). La clorita presenta habito laminar, de color verde claro sin polarizador y clivaje (Lámina 8.9e-f).

### Fitodetritos (V)

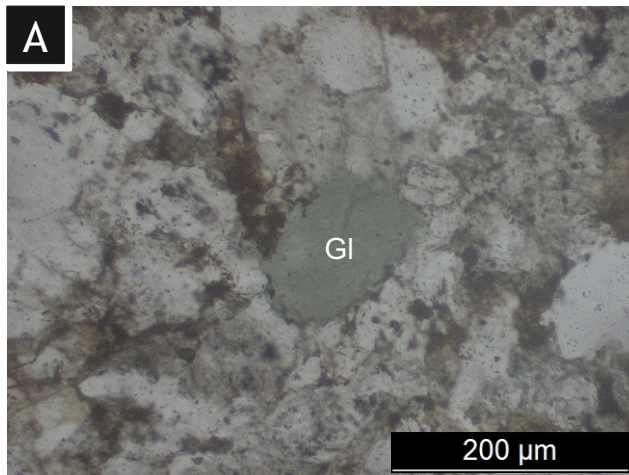
Este componente es muy abundante, se encuentra presente en el 90% de las muestras analizadas. Se presenta de tamaños y formas variadas, tanto en partículas de tamaño arcilla que forman parte de la matriz (Lámina 8.10a-b), como en detritos de tamaño psamítico de formas equidimensionales (Lámina 8.10c-d) o laminillas (Lámina 8.10e-f), bien preservadas o alterados con aspecto de motas. En cuanto a su disposición, se encuentran tanto diseminadas (Lámina 8.11a-b; e-f) como concentradas en niveles paralelos a la estratificación, confiriéndole a la muestra aspecto laminado (Lámina 8.10c-d).

#### 8.2.2 Cementos

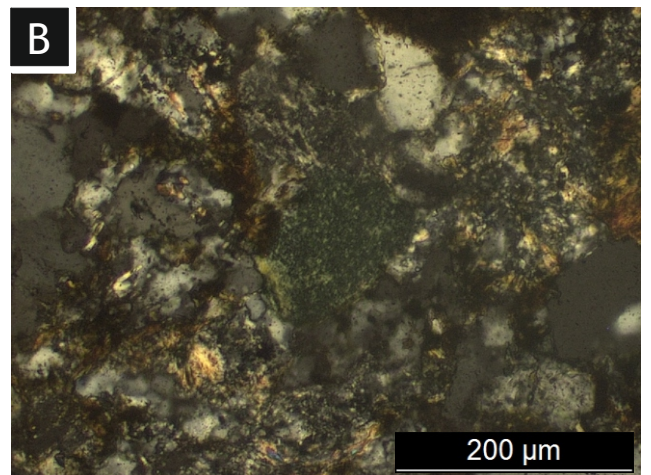
Las muestras analizadas presentan escasa cantidad de cemento. Por lo general, es de composición silícea (Lámina 8.1c-d; Lámina 8.2c-d). Seis de las muestras presentan cemento de tipo carbonático, que se dispone en parches aislados de tamaño microesparítico o cubriendo toda la muestra. En otro caso, se presenta en cristales macroesparíticos rellenando los espacios porales (lámina 8.7c-d). Dos muestras presentan cemento argílico, el cual es escaso y se dispone de manera aislada rodeando algunos de los clastos (*coating*). Una de las muestras contiene cemento ferruginoso, el cual presenta el típico color rojizo oscuro y se dispone cubriendo la totalidad del espacio entre los clastos.



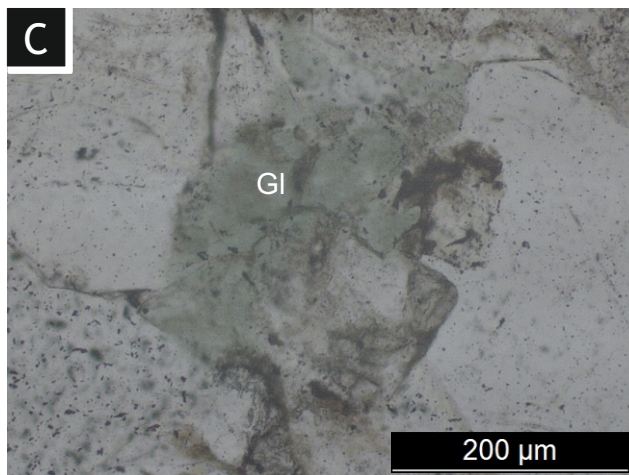
## Glauconita (Gl)



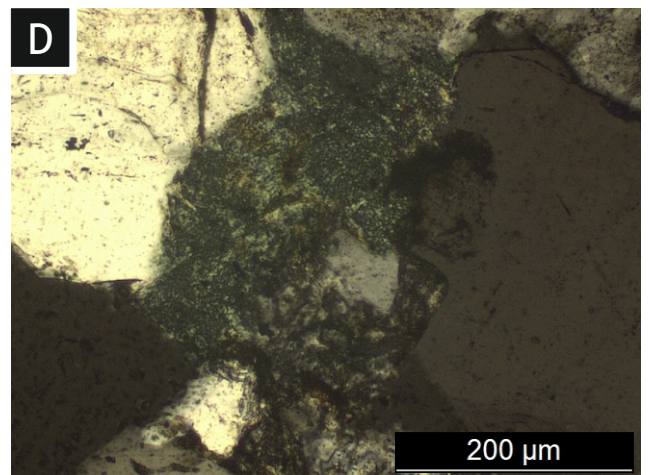
Vista con un polarizador



Vista con polarizadores cruzados

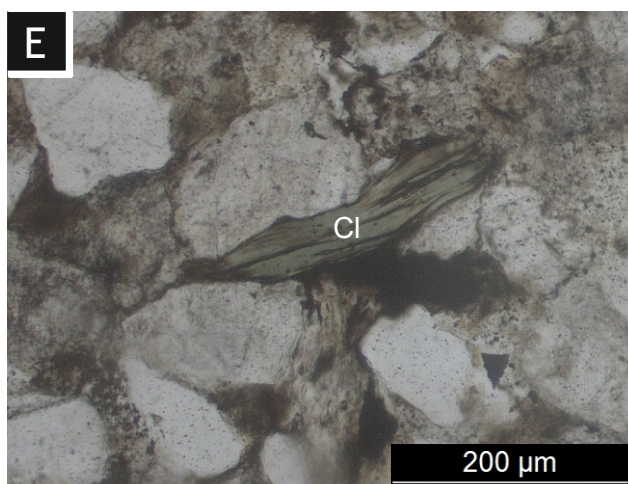


Vista con un polarizador

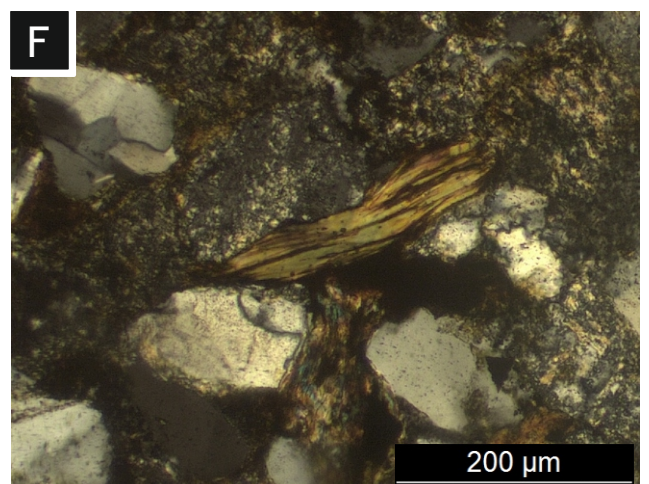


Vista con polarizadores cruzados

## Clorita (Cl)



Vista con un polarizador

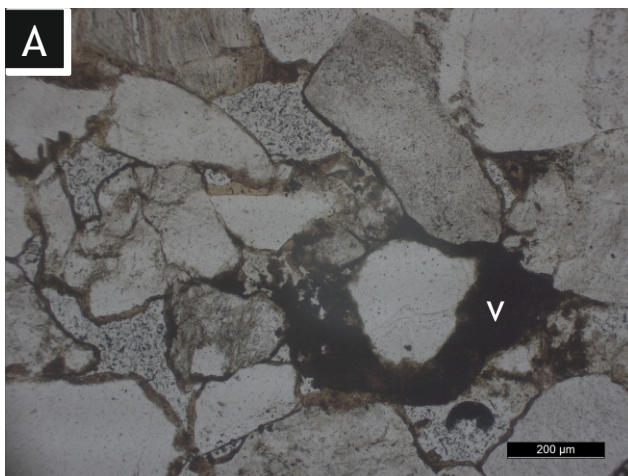


Vista con polarizadores cruzados

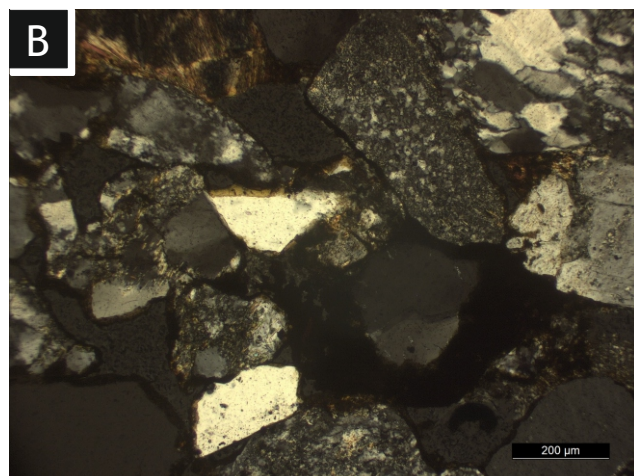
## Lámina 8.9



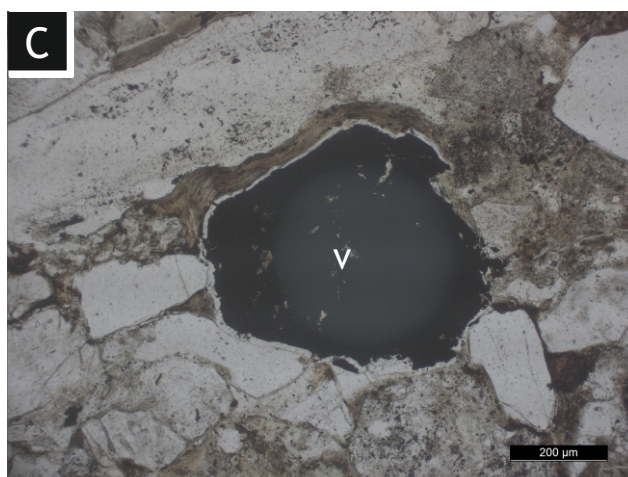
## Fitodetritos (V)



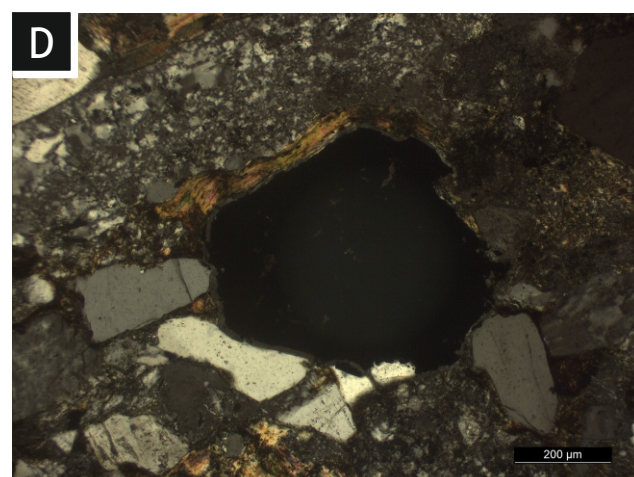
Vista con un polarizador



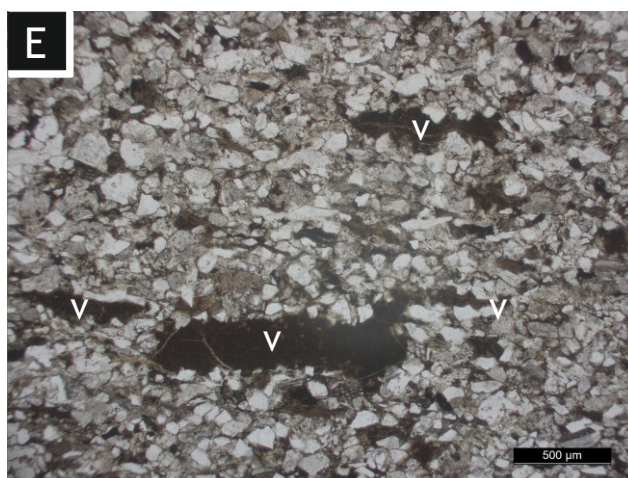
Vista con polarizadores cruzados



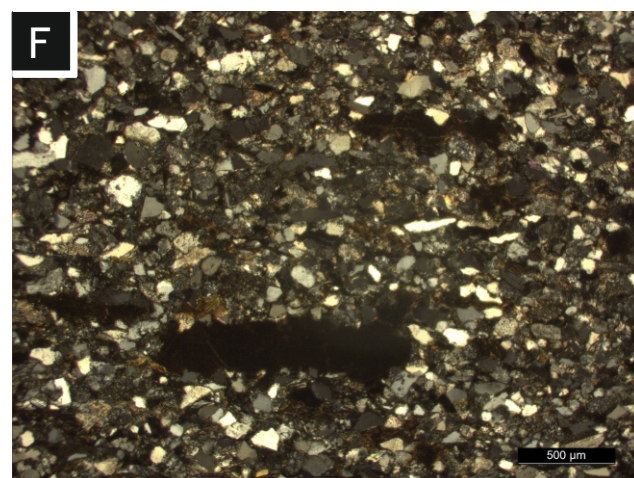
Vista con un polarizador



Vista con polarizadores cruzados



Vista con un polarizador

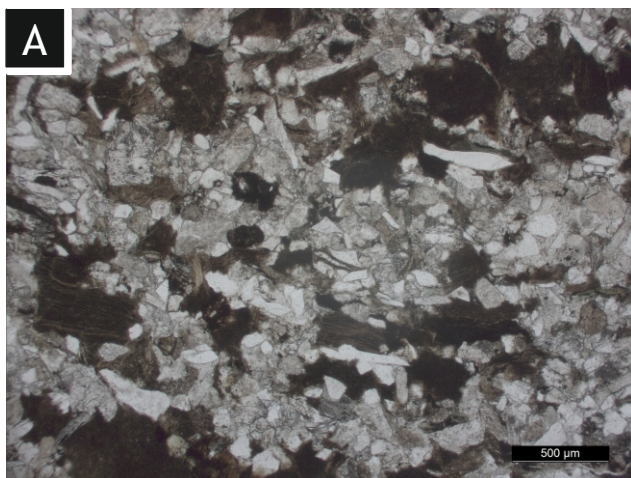


Vista con polarizadores cruzados

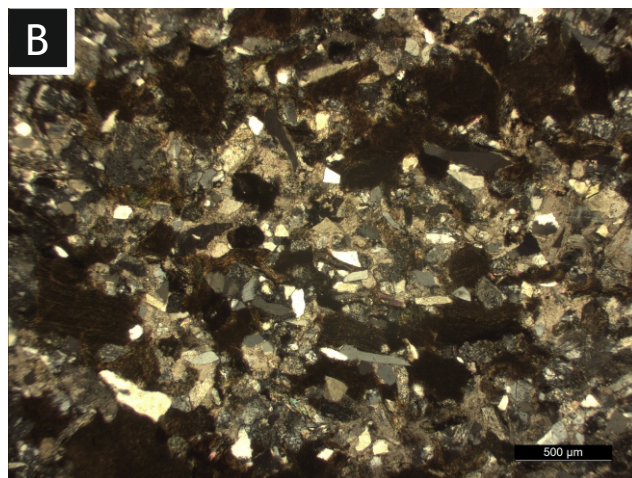
## Lámina 8.10



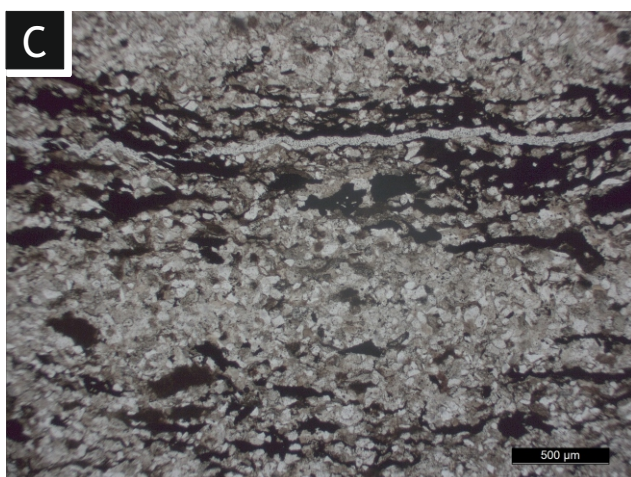
## Fitodetritos (V)



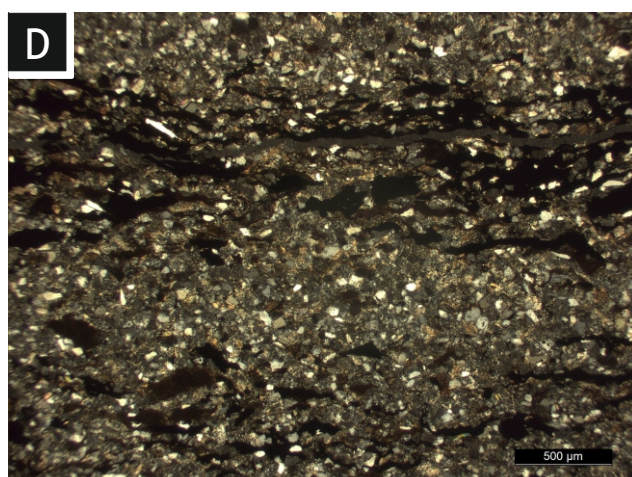
Vista con un polarizador



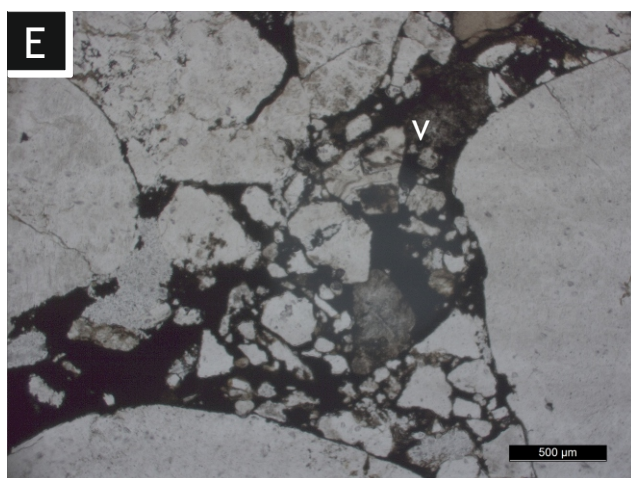
Vista con polarizadores cruzados



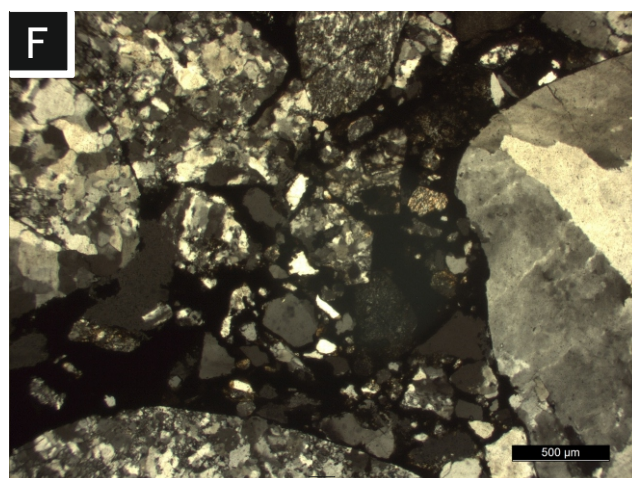
Vista con un polarizador



Vista con polarizadores cruzados



Vista con un polarizador



Vista con polarizadores cruzados

### 8.3 Clasificación de las areniscas

La totalidad de las muestras analizadas se ubicaron en el campo de las litoarenitas según la clasificación de Folk *et al.* (1970) (Lámina 8.12). También se utilizó la clasificación de Dott (1964) modificada por Pettijhon *et al.* (1972), la cual discrimina por el contenido de matriz, en areniscas y vaques. En este caso, la mayoría de las muestras se ubican en el campo de las arenitas líticas y sólo una, correspondiente a la Formación Anita, se ubica en el campo de las vaques líticas (Lámina 8.13).

### 8.4 Análisis de la procedencia

La composición de los sedimentos detríticos es controlada principalmente por cuatro factores: proveniencia, transporte, ambiente depositacional y diagénesis (Suttner, 1974). En áreas con fuerte actividad magmática o tectónica la roca fuente es el factor más influyente en la composición de los sedimentos (Dickinson, 1970). Las sedimentitas de las unidades estudiadas fueron depositadas durante el desarrollo de una faja plegada y corrida (Biddle *et al.*, 1986; Kreamer *et al.*, 2002; Ghiglione *et al.*, 2014), por lo que resultó conveniente utilizar los diagramas propuestos por Dickinson *et al.* (1983), los cuales relacionan las modas detríticas de los depósitos con el contexto tectónico de las áreas de aporte del cual provienen.

Los resultados son muy homogéneos ya que todas las muestras se ubican dentro del campo orógeno reciclado en el diagrama Q-F-L y del orógeno reciclado transicional en el diagrama Qm-F-Lt (Lámina 8.14). Dos muestras se ubicaron en el límite con el campo de orógeno reciclado lítico (diagrama Qm-F-Lt) y sólo una se dispone enteramente dentro de este campo. Analizando los resultados de manera más detallada, puede verse una tendencia composicional de las muestras desde el extremo de líticos totales hacia el de cuarzo monocrystalino.

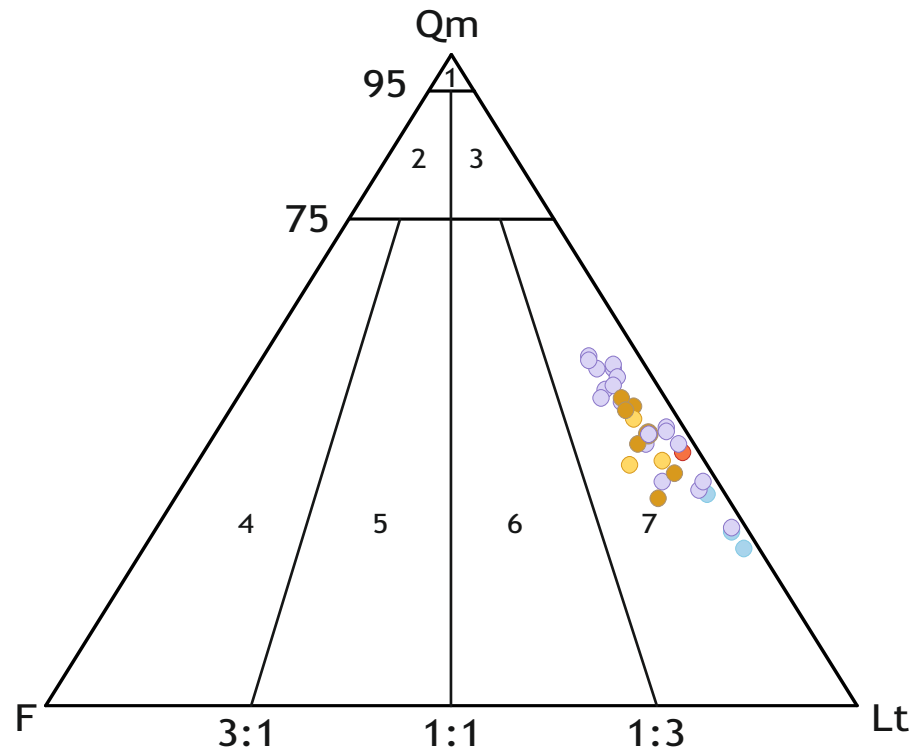
En principio, se desprende que no habría sucedido un cambio drástico en el área fuente a lo largo de la depositación de las unidades estudiadas, aunque sí un enriquecimiento en cuarzo desde la Formación Cerro Toro hacia el intervalo basal de la Formación Anita. En las muestras que corresponden al



# Clasificación de areniscas

Diagrama Qm-F-Lt de Folk *et al.* (1970)

Lámina 8.12



Qm cuarzo monocristalino

F feldespatos

Lt líticos totales

4: Cuarzoarenita

5: Subfeldearenita

3: Sublitoarenita

4: Feldearenita

5: Feldearenita Lítica

6: Litoarenita Feldespática

7: Litoarenita

● Intervalo superior Formación Anita

● Intervalo medio Formación Anita

● Intervalo basal Formación Anita

● Formación Alta Vista

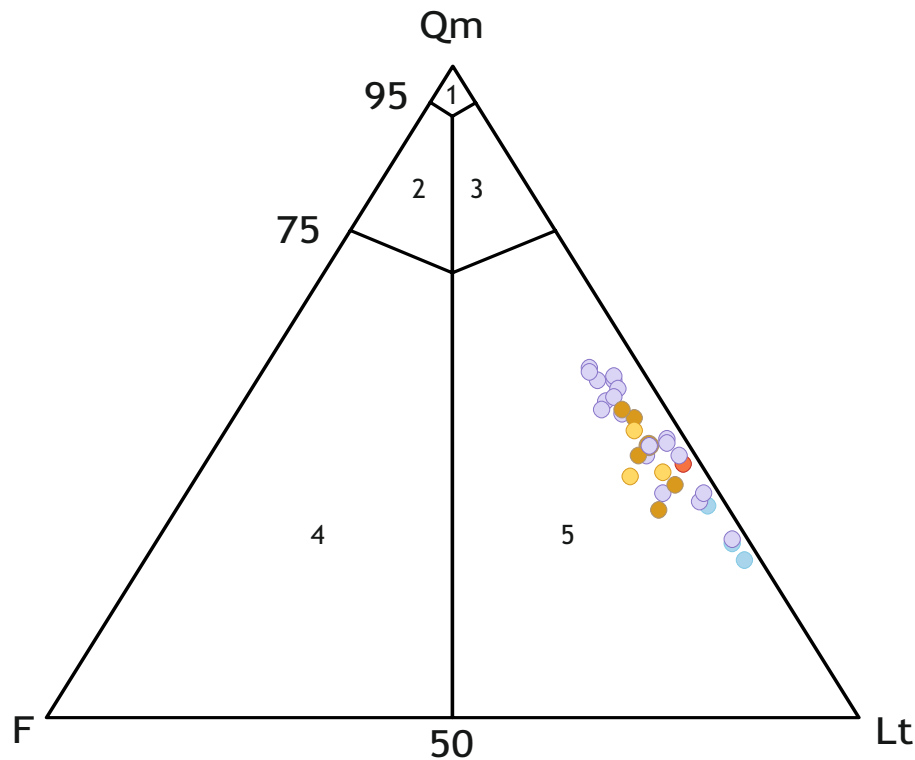
● Formación Cerro Toro

# Clasificación de areniscas

Diagramas Qm-F-Lt de Dott (1964) modificado por Pettijohn *et al.* (1972)

Lámina 8.13

Arenitas (<15% de matriz)



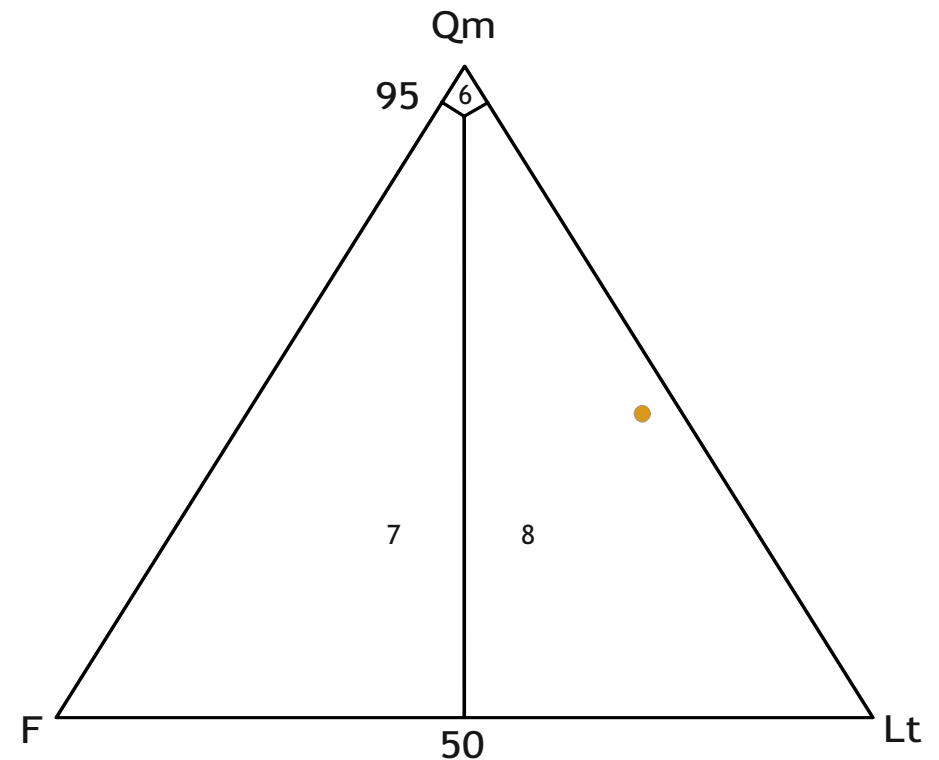
Qm cuarzo monocristalino

F feldspatos

Lt líticos totales

- 1: Cuarzosa
- 2: Subfarcósica
- 3: Sublítica
- 4: Arcósica
- 5: **Lítica**

Vaques (>15% de matriz)



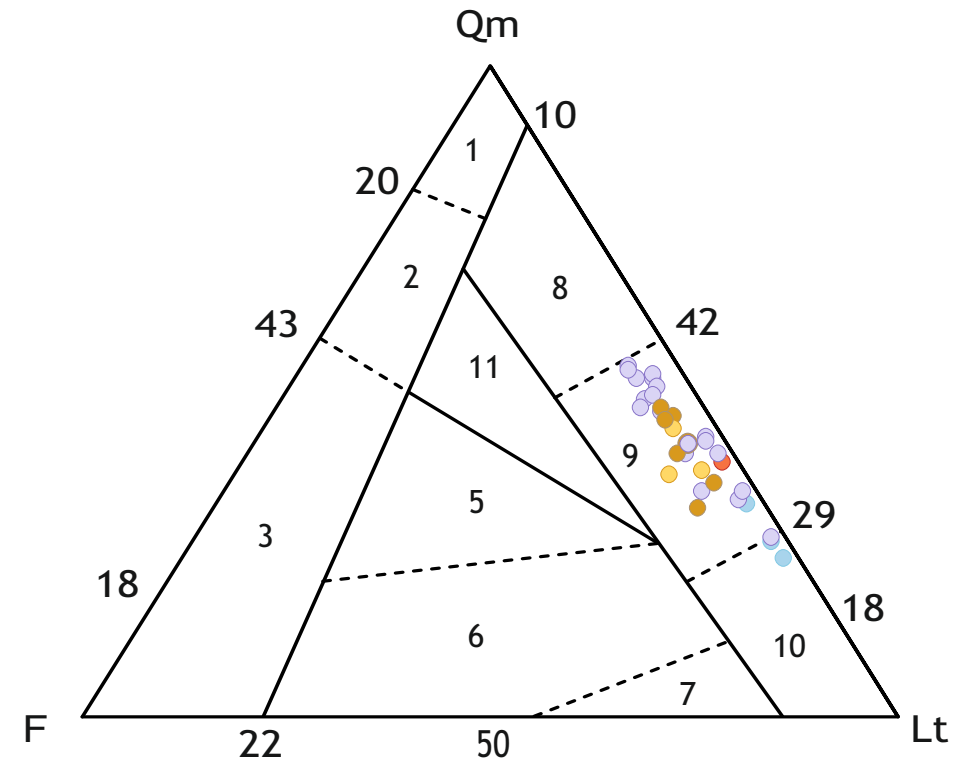
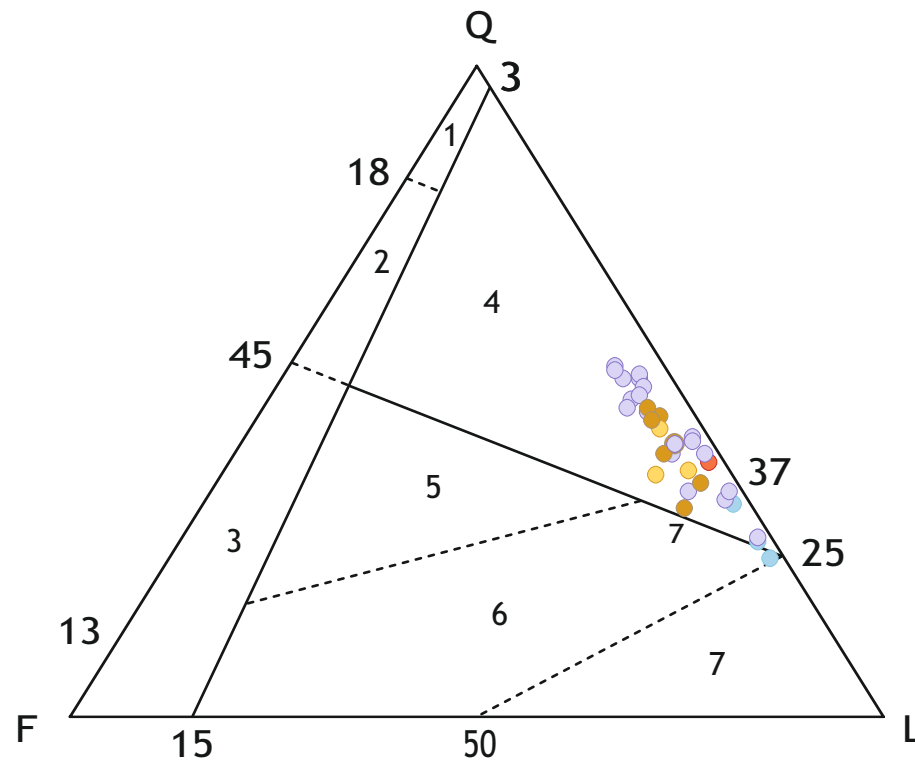
- 6: Cuarzosa
- 7: Feldespática
- 8: **Lítica**

- Intervalo superior Formación Anita
- Intervalo medio Formación Anita
- Intervalo basal Formación Anita
- Formación Alta Vista
- Formación Cerro Toro

# Discriminación tectónica de áreas de aporte

Diagramas Qm-F-Lt de Dickinson *et al.* (1983)

Lámina 8.14



Qm cuarzo monocristalino

F feldespatos

Lt líticos totales

1: Interior cratónico

2: Continental transicional

3: Basamento elevado

**4: Orógeno reciclado**

5: Arco disectado

6: Arco Transicional

7: Arco no disectado

8: Orógeno recilcado cuarzoso

**9: Orógeno reciclado transicinoal**

10: Orógeno reciclado lítico

11: Mezcla

● Intervalo superior Formación Anita

● Intervalo medio Formación Anita

● Intervalo basal Formación Anita

● Formación Alta Vista

● Formación Cerro Toro



intervalo medio y superior de la Formación Anita la proporción de líticos totales vuelve a aumentar levemente.

La proveniencia de un orógeno reciclado implicaría que estos sedimentos provienen de un ciclo depositacional secundario el cual retrabajó los componentes de un orógeno (Dickinson *et al.*, 1983). Según este estudio petrográfico de los componentes detríticos dicho orógeno estaría conformado por rocas metamórficas de bajo grado con participación de metamorfismo dinámico, evidenciado en las microestructuras de los clastos metamórficos (Láminas 8.2 y 8.3). Además de los componentes metamórficos, el área fuente debió también haber estado integrada por depósitos volcánicos (Lámina 8.4 y 8.5) que contribuyeron sustancialmente a la composición de las sedimentitas analizadas.

Sobre la base de los resultados en los diagramas de Dickinson *et al.* (1983) y la caracterización petrográfica se evaluaron dos áreas fuente posibles. Una podría ser el propio basamento de la Cuenca Austral (Formación Bahía de la Lancha y equivalentes), cuyos afloramientos se encuentran a unos cincuenta kilómetros hacia el noroeste del área de estudio. Esta unidad es parte del Complejo Metamórfico de los Andes Orientales, el cual está conformado por esquistos psamopelíticos, metabasitas y mármoles de edad Pérmico tardío (Hervé *et al.*, 2008). En discordancia sobre este basamento apoya el Complejo El Quemado, el cual es parte de la Provincia Magmática Chon Aike. Este complejo está conformado por ignimbritas, riolíticas, tobas, brechas y lavas andesíticas de un gran episodio volcánico sucedido durante el Jurásico (Pankhurst *et al.*, 2000). Tanto el basamento metamórfico paleozoico como el Complejo vulcano-sedimentario del jurásico conformaban incipientes áreas elevadas para el periodo en el cual se depositaban las sedimentitas analizadas (Fildani y Hessler, 2005; Romans *et al.*, 2009; Ghiglione *et al.*, 2014). Por otra parte durante el Cretácico superior se desarrolló un arco volcánico hacia el oeste del área de estudio (Ramos *et al.*, 1982; Bruce, 1991, Varela *et al.*, 2012; Varela *et al.*, 2013), el cual pudo haber sido, conjuntamente con el Complejo El Quemado, el responsable de los componentes volcánicos de las areniscas estudiadas.

Cabe mencionar que trabajos previos a esta Tesis Doctoral (Manassero, 1987; Macelliari *et al.*, 1989) definieron sobre la base del análisis petrográfico dos áreas fuentes distintas para los depósitos del Cretácico Superior (Fms Anita-El Calafate). El basamento paleozoico (Formación Bahía de La Lancha, Formación Río Lácteo y equivalentes) como fuente principalmente de los líticos metamórficos y cuarzo monocristalino (“petrofacies cuarzo-dominada”) y las unidades volcanoclásticas jurásicas (Complejo El Quemado y equivalentes) como fuente de los líticos andesíticos y cuarzo volcánico (“petrofacies valcánico-dominada”).

Otra área fuente posible de estos sedimentos es el Macizo del Deseado, cuyos afloramientos se encuentran a quinientos kilómetros hacia el noreste del área de estudio. El Macizo del Deseado está conformado principalmente por un campo volcánico de basaltos y andesitas (Formación Bajo Pobre) e ignimbritas y prioclastitas (Grupo Bahía Laura) que apoya sobre un basamento igneometamórfico paleozoico. Este basamento se presenta en afloramientos muy pobres en el centro y este de la región (Formación La Modesta y Complejo Río Deseado). Está conformado por una gran variedad de metamorfitas que van desde facies esquistos verdes hasta facies anfibolita epidótica (Giacosa *et al.*, 2000), gneises y migmatitas de facies anfibolita alta (Guido *et al.*, 2004) más plutonitas ordovícico-silúricas.

Tanto el basamento paleozoico junto con los depósitos volcanoclásticos jurásicos asociados al estadio de rift de la Cuenca Austral, el Macizo del Deseado y el arco cretácico fueron considerados anteriormente como áreas fuente que suministraron los sedimentos para el relleno de los depocentros del postrift (estadió de hundimiento termal) y el estadio de cuenca de antepaís de la Cuenca Austral. Este es el caso de las formaciones Río Mayer (Berriasiano-Albiano) (Richiano, 2012), Río Belgrano y Río Tarde (Aptiano-Albiano) (Barberón *et al.*, 2014; Barberón *et al.*, 2015), Mata Amarilla (Albiano superior-Santoniano medio) (Varela *et al.*, 2012; Varela *et al.*, 2013), Anita (Campaniano) (Manassero, 1988; Macelliari *et al.*, 1989) y las unidades equivalentes en Chile, Formación Punta Barrosa (Fildani y Hessler, 2005), Formación Cerro Toro (Crane, 2004; Valenzuela, 2006) y formaciones Tres Pasos y Dorotea (Romans *et al.*, 2008). Una discusión más detallada sobre la

procedencia de estos depósitos será tratada dentro del análisis de la evolución paleogeográfica en el Capítulo 10.



## CAPÍTULO 9. ANÁLISIS COMPOSICIONAL DE PELITAS

---

El análisis composicional de las pelitas se realizó mediante la técnica de difracción de rayos X (DRX). El objetivo fue caracterizar composicionalmente la fracción granulométrica más fina de las rocas que componen las unidades sedimentarias objeto del estudio. Esta tarea se realizó en el laboratorio de Difracción de Rayos X del Centro de Investigaciones Geológicas, el cual cuenta con un equipo de rayos X PANalytical, modelo X'Pert PRO 3373/00 con lámpara de Cu ( $k\alpha=1.5403 \text{ \AA}$ ).

### 9.1 Metodología

#### 9.1.1 Muestreo

Las muestras utilizadas para el análisis de difracción de rayos X conforman un total de 108 ejemplares de fangolitas y areniscas finas correspondientes a las secciones sedimentarias relevadas (Perfiles AV1, AV2, CF, AC y NA). El método de muestreo fue sistemático, variando el espaciado entre muestras de acuerdo a la ocurrencia de los distintos tipos litológicos y a las posibilidades de acceso a la toma de muestras frescas. En las secciones donde dominan las secuencias pelíticas, el muestreo fue cada uno o dos metros, mientras que en las secuencias predominantemente arenosas se tomaron muestras cada 4 a 5 metros (ubicación de las muestras en Anexo 1).

#### 9.1.2 Obtención del difractograma

Este análisis consiste en la caracterización de la composición mineral de la roca a partir de la lectura de un difractograma (Figura 9.1). Para la obtención de este difractograma, el primer paso es moler unos fragmentos pequeños de muestra inalterada, en mortero de porcelana, hasta obtener un polvo impalpable el cual se monta en un portamuestra que es colocado en el difractómetro de rayos X. Se hace

correr la muestra desde los 3 grados hasta los 37 grados, lo que da como resultado la primera lectura, que corresponde a la muestra “roca total”.

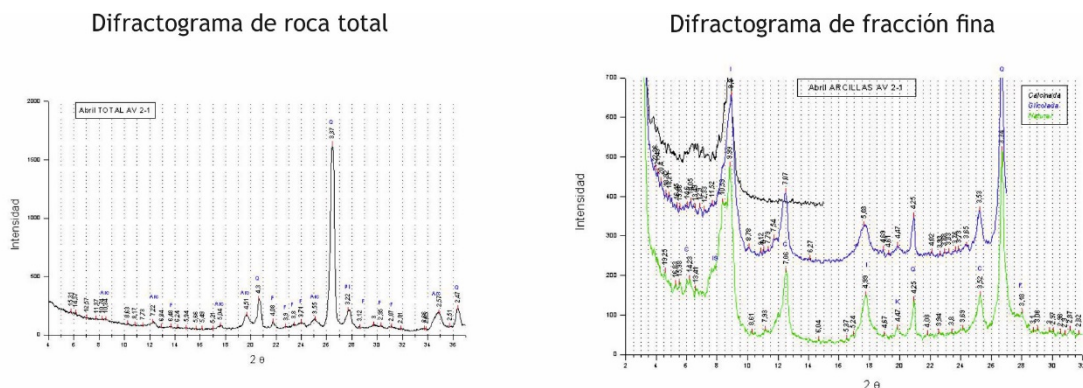


Figura 9.1

Posteriormente se coloca el polvo de la muestra en un vaso correctamente rotulado y se lo completa con agua destilada. La mezcla de sedimento y agua se agita bien y se la deja reposar 20 minutos para que decante la fracción más gruesa y concentrar la fracción menor a 40 micrones. Pasado este tiempo, se toman una muestra de la mezcla con una pipeta, se divide el contenido de la pipeta en dos portaobjetos de vidrio y se deja secar para obtener una fina película de sedimento. Una de estas muestras se la pasa por el difractómetro de rayos X desde los 2 grados hasta los 32 grados, y se obtiene de esta manera la lectura “normal”. Esta misma muestra se coloca en un glicolador y se la deja expuesta a los vapores de etilenglicol durante al menos 24 horas para la hidratación de arcillas expansivas. Luego de este proceso, se la pasa por el difractómetro de rayos X. Esta tercer lectura se denomina muestra “glicolada”.

La cuarta y última lectura se realiza sobre la segunda muestra montada a partir del pipeteo y se efectúa después de pasarla por una mufla a 550° C durante 2 horas para generar el colapso de la estructura cristalina de las arcillas expansivas y de la caolinita. De esta manera, se obtiene la denomina muestra “calcinada”.

Luego del pasaje de todas las muestras por el difractómetro de Rayos X se procede a graficar los resultados utilizando el programa *Origin®*. Se realiza por

separado un diagrama para la muestra roca total y otro para la fracción arcilla, donde se representan las tres lecturas: natural, glicolada y calcinada (Figura 9.1).

### 9.1.3 Caracterización composicional y semicuantificación mineral

Con la cooperación de los especialistas del laboratorio de Difracción de Rayos X del Centro de Investigaciones Geológicas, se realizó la interpretación de los difractogramas con el fin de caracterizar la composición mineral de cada muestra procesada. Como paso siguiente se realizó la ponderación de las abundancias relativas de las especies minerales intervinientes en cada muestra mediante un método de semicuantificación establecido en dicho laboratorio.

Para la identificación de las especies minerales a partir de los difractogramas es necesario en primer lugar, pasar los valores de los picos expresados en unidades de ángulos  $2\theta$  ( $\theta$  es el ángulo de refracción) a unidades de longitud en Angstrom ( $\text{\AA}$ ). Esta conversión se hace aplicando la Ley de Bragg (Brindley, 1961; Brown, 1980), en la cual se debe despejar  $d$  que corresponde a la distancia de espaciados entre los planos de la red cristalina (Figura 9.2). Luego se comparan estos valores de espaciados con patrones internacionales para cada mineral.

Ley de Bragg: 
$$n\lambda = 2d \cdot \sin\theta$$

>Donde,  $n$  es un número entero,  $\lambda$  es la longitud de onda de los rayos X,  $d$  es la distancia entre los planos de la red cristalina y  $\theta$  es el ángulo entre los rayos incidentes y los planos de dispersión.

Figura 9.2

El método utilizado para semicuantificar las abundancias relativas de las especies minerales, considera el área generada por el pico representativo de cada mineral en el difractograma. En el gráfico de roca total el pico representativo es el de máxima intensidad, pero dado que la respuesta de las especies minerales a la sedimentación depende de la forma de las partículas (Pierce y Siegel, 1969), en el caso de los argilominerales su proporción no se encuentra en relación directa



entre las áreas definidas por los picos de máxima intensidad. Por este motivo y dada la experiencia del Laboratorio de Rayos X del Centro de Investigaciones Geológicas en estas estimaciones, se considera al área correspondiente al pico 001 de illita ( $10 \text{ \AA}$ ) como unidad entera. La de los picos 001 de caolinita y 002 de clorita ( $7 \text{ \AA}$ ) deben dividirse por dos y la del pico de esmectita ( $14 \text{ a } 17 \text{ \AA}$ ) se divide por cuatro. Dado que el pico de máxima intensidad de la caolinita y el pico de 002 de la clorita se localizan ambos en  $7 \text{ \AA}$ , las proporciones relativas de estas dos especies minerales se determinan sobre la medición de las reflexiones de los picos 002 de la caolinita ( $3,57 \text{ \AA}$ ) y 004 de la clorita ( $3,53 \text{ \AA}$ ) (Lluch y Spalletti, 1976). La cuantificación relativa de los interestratificados illita/esmectita se efectúa a partir de las reflexiones ubicadas entre los picos de  $10 \text{ y } 14 \text{ \AA}$  y el valor del área debe dividirse por 1,5. En el caso de los interestratificados clorita/esmectita se miden en los picos de  $28 \text{ y } 31 \text{ \AA}$ , y el área calculada se divide por 2,5. Por último estos valores de áreas divididas por sus respectivos factores fueron recalculados a valores de porcentajes relativos por muestra analizada (tabla de datos en Anexo 3) y se representaron en diagramas con el programa Excel por cada perfil sedimentario estudiado (Láminas 9.1- 9.5).

Para lograr una caracterización composicional más clara y práctica se agruparon los valores de abundancia relativa de las especies minerales presentes en las muestras analizadas en los siguientes rangos arbitrarios:

- Traza (Tr):  $<0,5\%$ .
- Muy escaso (ME):  $0,5\text{-}5\%$ .
- Escaso (E):  $5\text{-}20\%$ .
- Moderado (M):  $20\text{-}40\%$ .
- Abundante (A):  $40\text{-}60\%$ .
- Muy abundante (MA):  $>60\%$ .

## 9.2 Resultados

### 9.2.1 Perfil Nibepo Aike (NA) - Formación Cerro Toro

De este perfil se analizaron 18 muestras por difracción de rayos X cuyos resultados se representaron gráficamente en la Lámina 9.1.

La composición de la roca total está caracterizada por cuarzo, plagioclasa y argilominerales. Los contenidos de cuarzo son mayoritariamente muy abundantes sólo una muestra que presenta contenido abundante y otra muestra con contenido moderado. La plagioclasa es por lo general escasa aunque hay muestras con muy escaso contenido, otra con moderado y una con muy abundante participación de este mineral. Además se registró una muestra que no presenta plagioclasa en su composición. El contenido de argilominerales es normalmente escaso y en menor medida muy escaso. En cuanto a los minerales que se encuentran en proporciones traza (<0,5%) se registró la presencia en la mayoría de las muestras de siderita (S) y calcita (Ca) solo en algunas pocas.

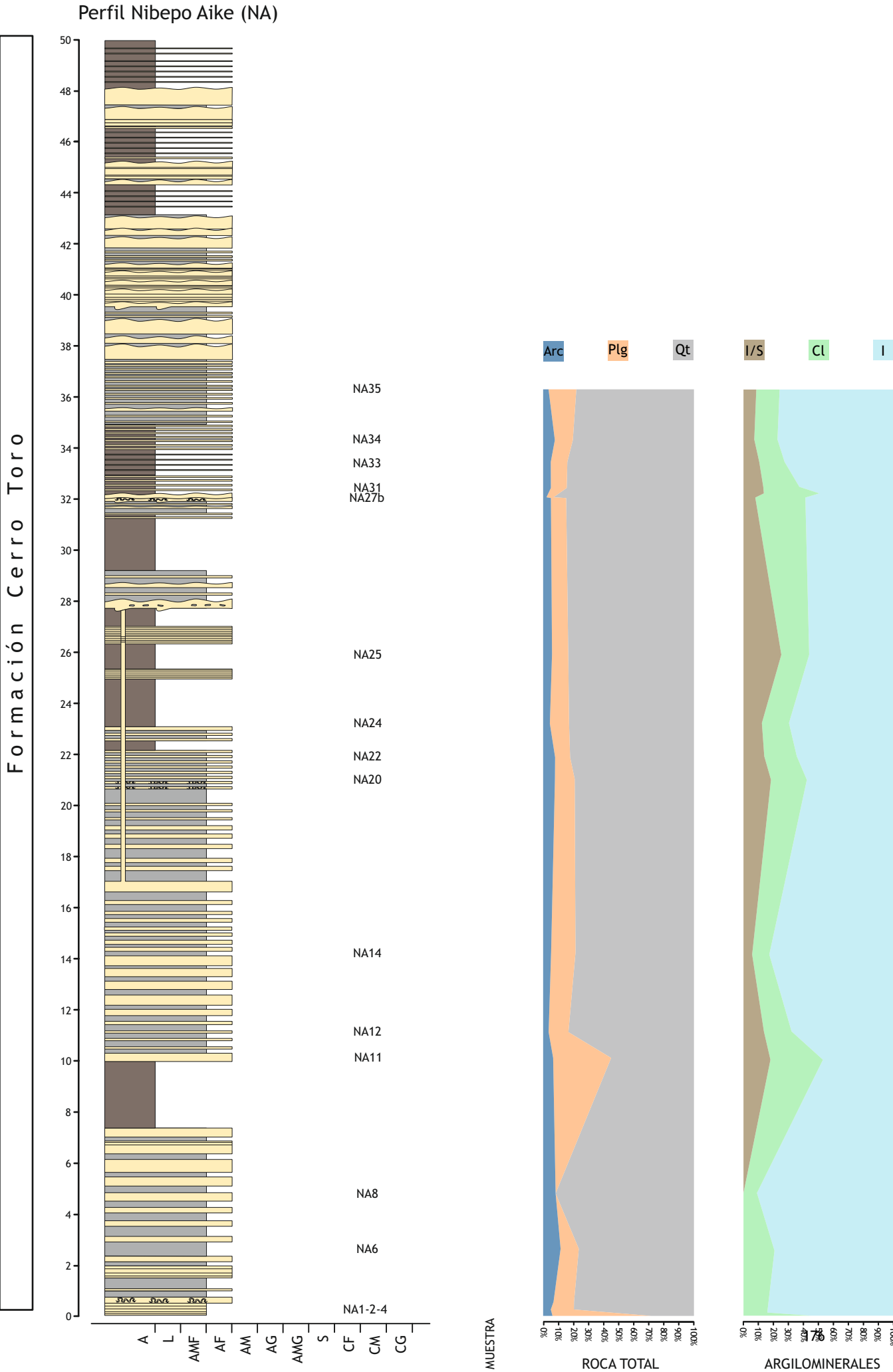
Del grupo de argilominerales se registró illita, clorita e interestratificados I/S. Los contenidos de illita son entre muy abundantes y abundantes. La participación de la clorita es escasa a moderada, mientras que en una de las muestras se registró contenido abundante de este argilomineral. Por su parte, los interestratificados I/S aparecen en la parte media y tope del este perfil en porcentajes normalmente escasos y sólo en una muestra llega a moderado.

### 9.2.2 Perfil Cerro Frías (CF) - Formación Alta Vista

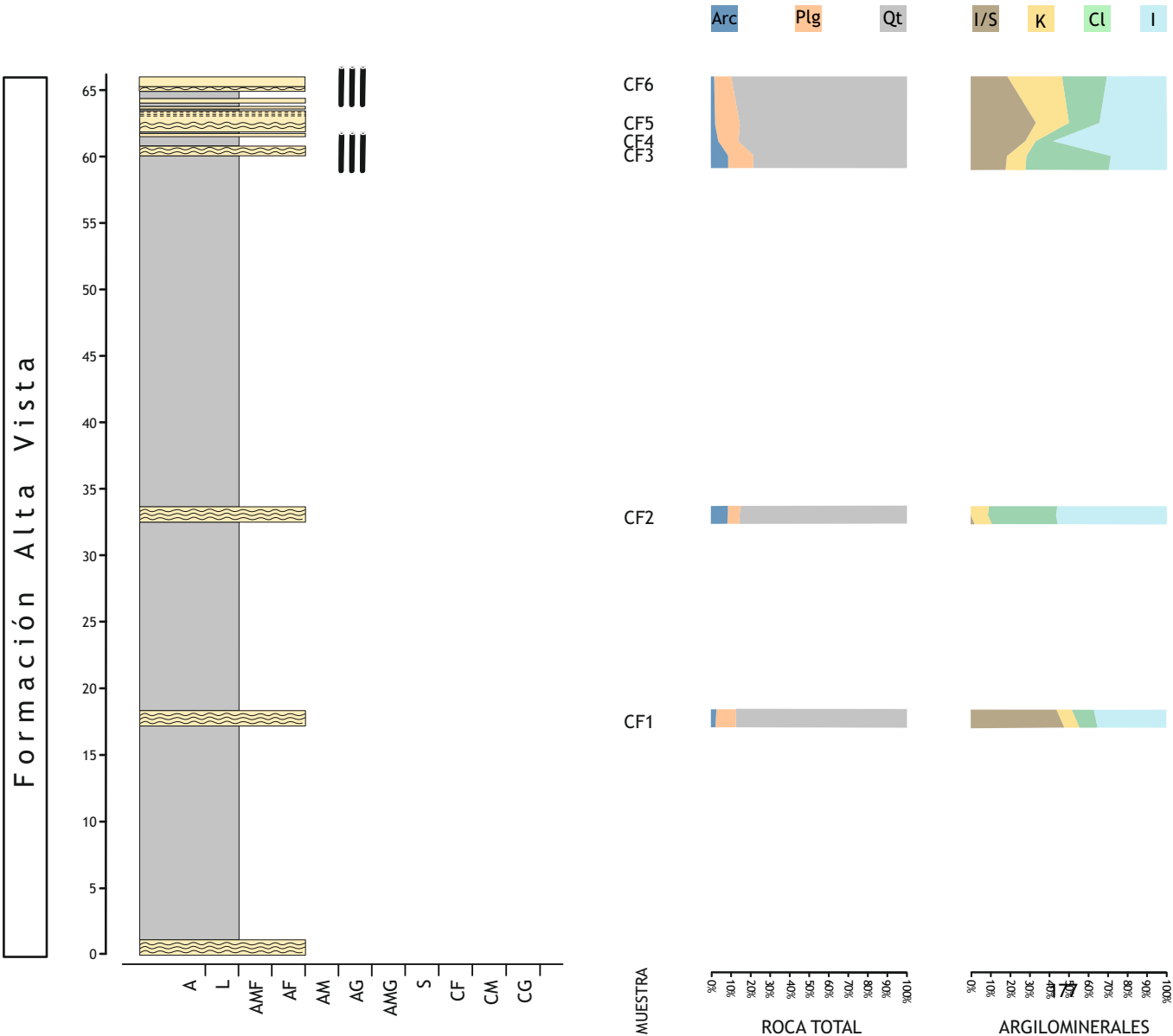
De este perfil se analizaron 6 muestras por difracción de rayos X, cuyos resultados se presentan gráficamente en la Lámina 9.2.

La composición de las muestras de roca total está caracterizada por contenidos muy abundantes de cuarzo, escasos de plagioclasa y muy escasa a escasa participación de argilominerales.

En cuanto a la composición de los argilominerales, está conformada por illita, clorita, caolinita e interestratificados illita-esmectita. La illita es moderada a abundante. La participación de la clorita varía entre escasa a abundante. Por







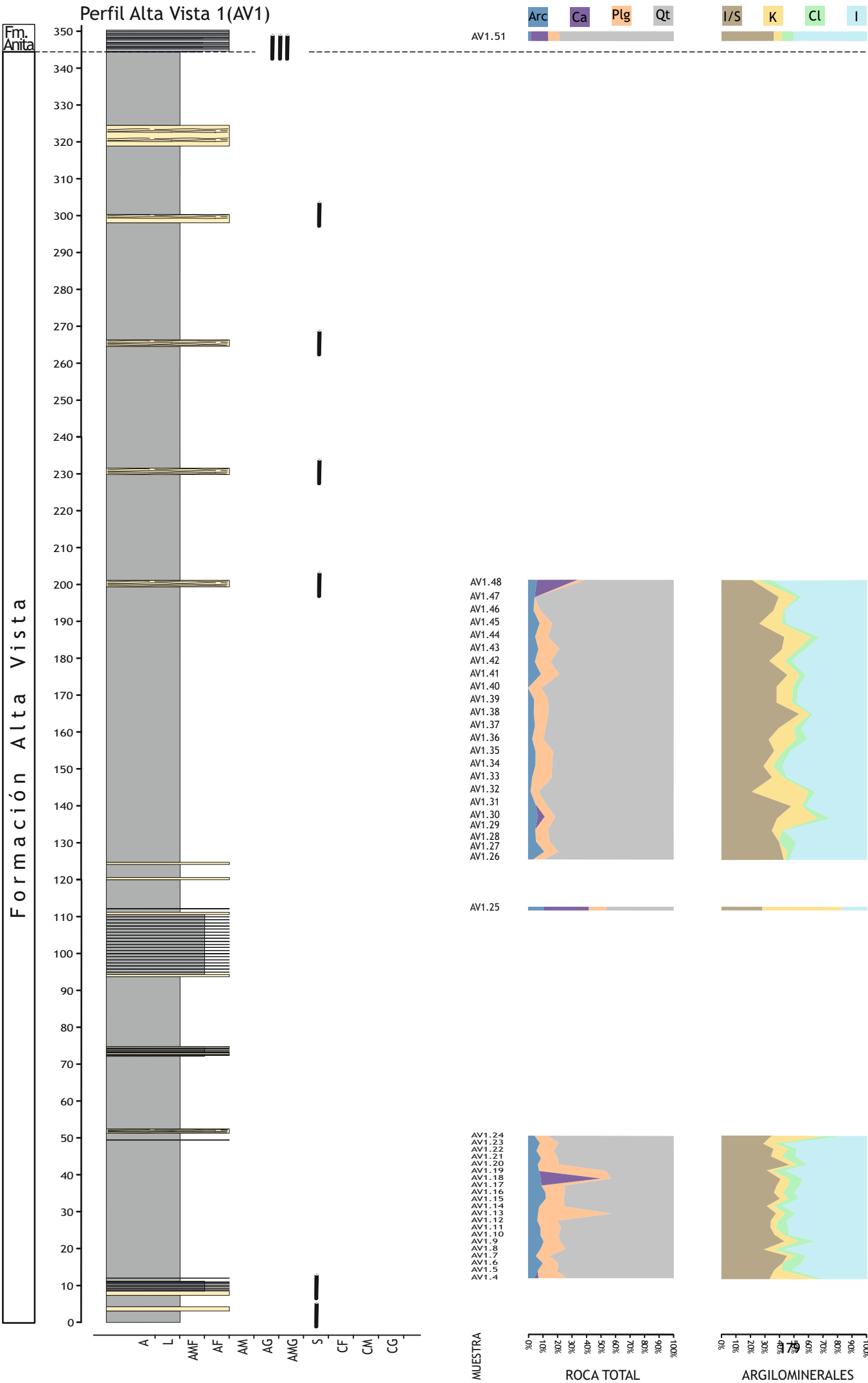
otro lado, la caolinita es generalmente escasa a excepción de una muestra donde su participación es moderada. Por su parte, el contenido de los interestratificados es muy variable, cayendo en los rangos de escasa, moderada y abundante participación, mientras que una de las muestras no presenta registro de este mineral.

### 9.2.3 Perfil Alta Vista 1 (AV1) - Formación Alta Vista

De este perfil se analizaron un total de 46 muestras por el método de difracción de rayos X, cuyos resultados están representados gráficamente en la Lámina 9.3.

La composición de las muestras de roca total está caracterizada principalmente por cuarzo (Qt) y en menor medida por plagioclasa (Plg) y argilominerales (Arc) en valores constantes a lo largo del perfil y se presenta calcita (Ca) de manera muy esporádica. El cuarzo es muy abundante y en algunas pocas ocasiones abundante. La plagioclasa es casi siempre escasa, solo en dos casos es muy escasa y en otros dos abundante mientras que en una muestra no se registró contenido de este mineral. El contenido de argilominerales es variable entre escaso y muy escaso. La calcita se presenta solo en seis muestras dispersas a lo largo del perfil. Tres de estas presentan contenidos moderados, dos muy escasos, una escasos. Por ultimo debe señalarse la presencia de pirita (Py) en gran cantidad de las muestras analizadas así como siderita (S). Además se registró en algunas de las muestras dolomia (D), tridimita (Tri) y calcita (Ca) en proporciones por debajo del 0,5%, cayendo de esta manera en el rango de trazas.

La composición de las muestras de fracción arcilla (argilominerales) está caracterizada por illita (I), clorita (Cl), caolinita (K) e interestratificados illita-smectita (I/S). El contenido de illita es generalmente abundante, a excepción de seis muestras donde es moderado, dos donde es escaso y una en la que es muy abundante. El contenido de clorita es principalmente escaso y en menor medida muy escaso. La caolinita es mayormente escasa, pero hay algunas pocas muestras con contenidos moderados, muy escasos y nulos también, mientras que en una sola





muestra es abundante. La abundancia de interestratificados I/S es principalmente moderada y en menor medida abundante.

#### 9.2.4 Perfil Alta Vista 2 (AV2) - Formaciones Alta Vista y Anita

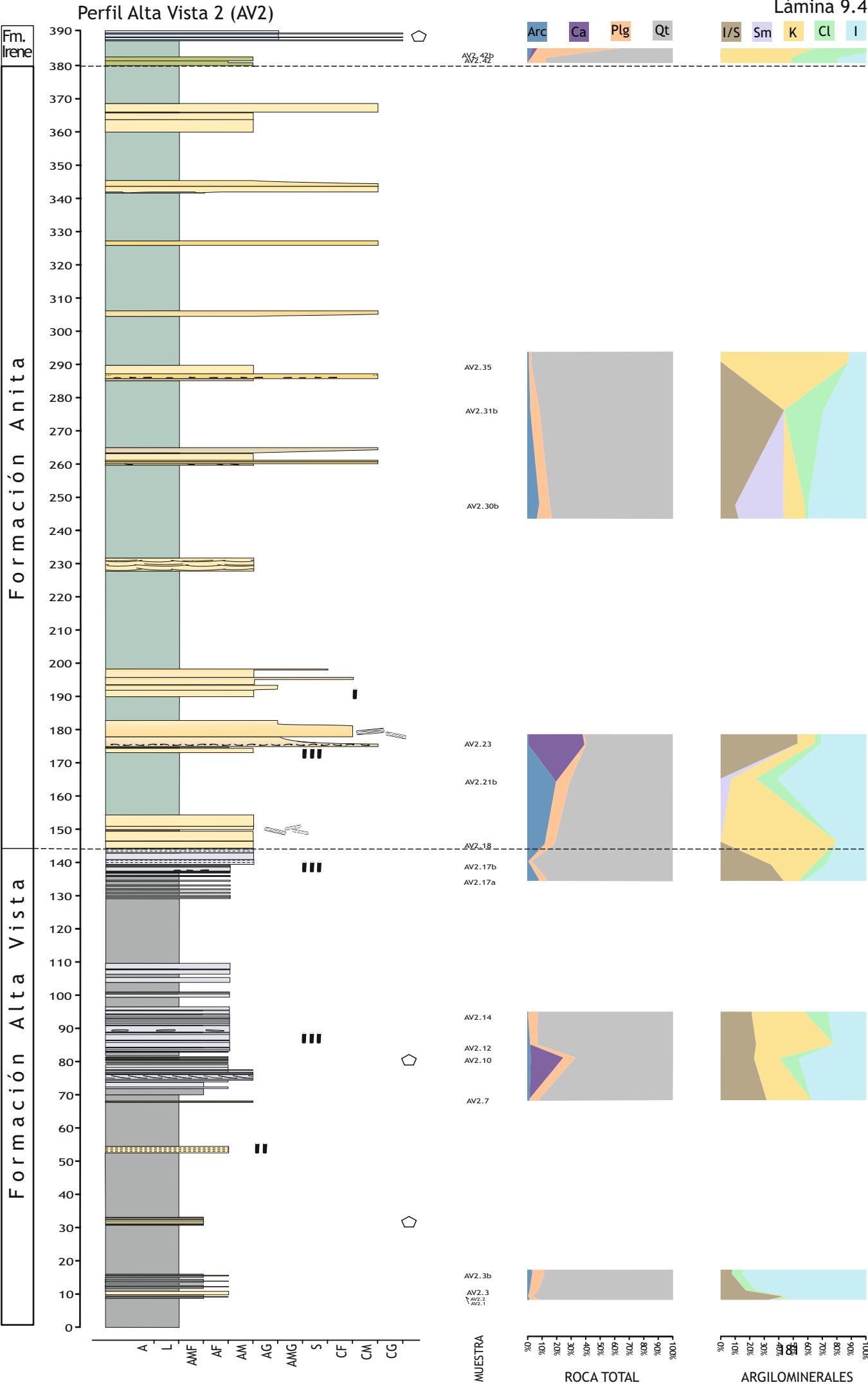
De este perfil se analizaron 18 muestras por el método de difracción de rayos X, cuyos resultados se representaron gráficamente en la Lámina 9.4.

La composición de las muestras de roca total está caracterizada por dominancia de cuarzo y en menor medida por la participación de plagioclasa y argilominerales en valores constantes a lo largo del perfil. Por otro lado, se presenta calcita de manera muy esporádica. Esta composición mineral es homogénea en todo el perfil AV2 a excepción de las muestras AV2.42 y AV2.42b, las cuales se encuentran justo en el tope de dicho perfil y su composición es sustancialmente contrastante con el resto de las muestras. Debido a su posición estratigráfica se decidió tratarla de manera separada. En este sentido el conjunto de muestras AV2.1-AV2.35 (16 muestras) presentan contenidos de cuarzo casi siempre muy abundante, sólo una muestra cae en el rango de abundante. Los contenidos de plagioclasa son en general escasos y muy escasos. Los argilominerales se presentan en rangos variados entre traza y escasos pero la mayoría cae dentro rango de muy escasos. Los contenidos de calcita se registraron solo en dos muestras con valores moderados de este mineral.

En tres de las muestras de este perfil, se registró la presencia de siderita siempre en proporciones traza.

Las muestras AV2.42 y AV2.42b presentan una composición sustancialmente diferente. En esta la participación relativa de cuarzo disminuye mientras que la de plagioclasa aumenta. En cuanto a los contenidos de argilominerales estas muestras presentan disminución en el contenido de illita, siendo nulo en la muestra AV2.42b y presentan mayor abundancia relativa de clorita y caolinita. Ambas muestras presentan muy escasos contenidos de calcita.

El porcentaje de los argilominerales está representado por illita, clorita, caolinita, esmectita (Sm) e interestratificados I/S. La abundancia de illita



normalmente es moderada y en menor medida abundante y muy abundante, una sola muestra presenta escaso contenido de illita. La clorita se presenta entre los rangos de muy escaso a moderado mientras que en cuatro de las muestras no se registró su contenido. El contenido de caolinita es extremadamente variable en este perfil, se presenta en los rangos de trazas a muy abundantes con casi la misma frecuencia. El contenido de I/S también es bastante variable a lo largo del perfil, se presentan tanto en contenidos abundantes, como moderados y escasos. La esmectita normalmente está ausente, a excepción de dos muestras que contienen escaso y moderado porcentaje de este argilomineral. En cuanto a la muestra AV2.42b la principal diferencia se halla en que no contienen illita, siendo este un mineral dominante en el resto de las muestras. El resto de los argilominerales presenta abundancias similares.

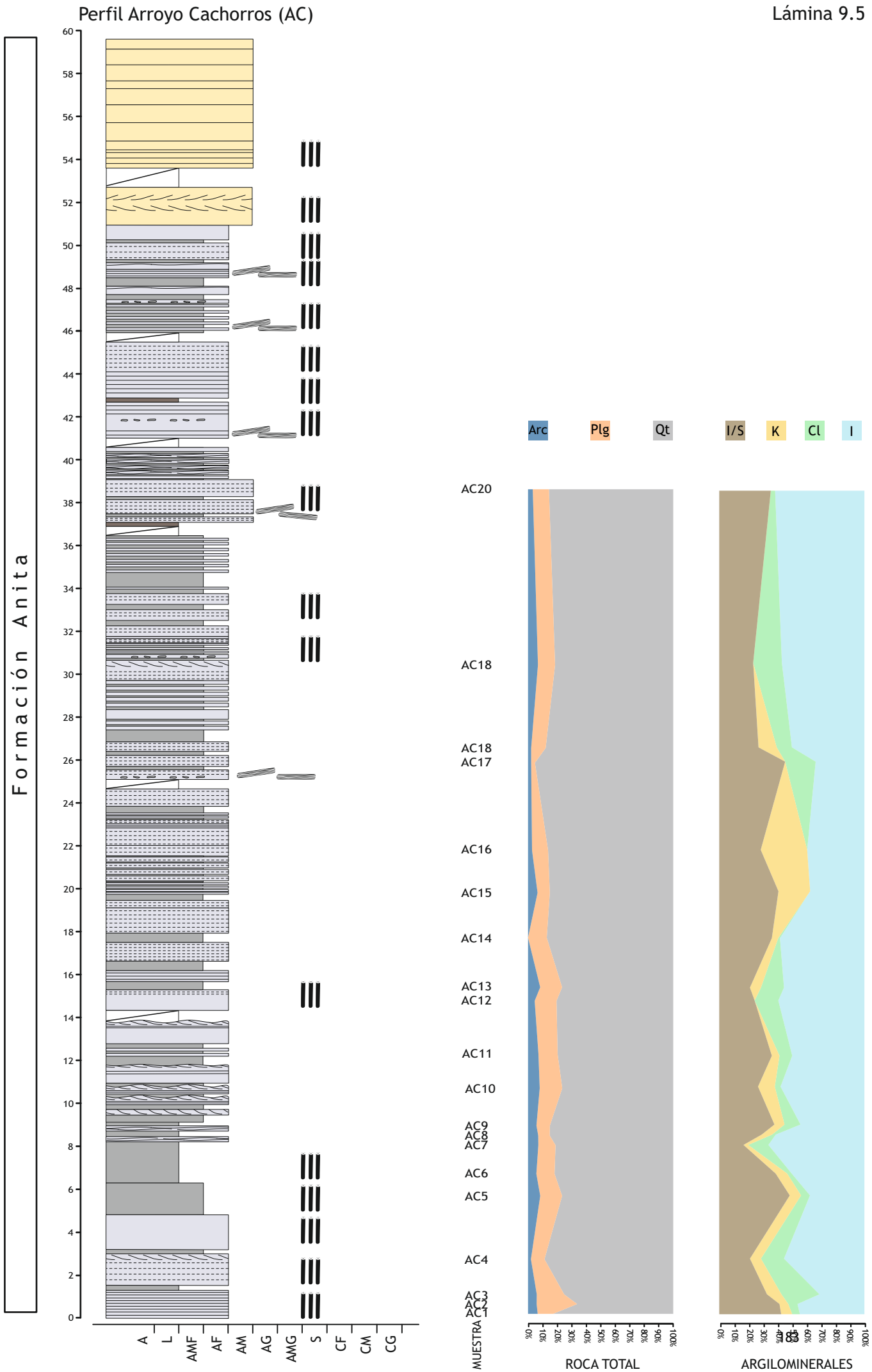
#### 9.2.5 Perfil Arroyo Cachorro (AC) - Formación Anita

De este perfil se analizaron 20 muestras por difracción de rayos X cuyos resultados se presentan gráficamente en la Lámina 9.5.

La composición de las muestras de roca total está caracterizada por dominancia de cuarzo acompañado por plagioclasa y argilominerales. El contenido de cuarzo es muy abundante. La participación de plagioclasa es normalmente escasa, excepto por dos muestras en las que disminuye su contenido de rangos moderados a muy escasos. El contenido de argilominerales es escaso a muy escaso. En cuanto a los minerales que presentan una participación menor (traza), se encuentran, en casi todas las muestras, pirita (Py) y calcita (Ca), mientras que en algunos pocas muestras se registró siderita (S), yeso (Y), clionolepidolita (Cli), dawsonita (Dw) y dolomia (D).

Dentro del grupo de los argilominerales se registró illita, clorita, caolinita e interestratificados I/S. Los contenidos de illita son en general, abundantes y en menor medida moderados. La participación de clorita es entre escasa y muy escasa con sólo una muestra que presenta contenido moderado y dos en las que no registran contenidos de este argilomineral. En cuanto a la participación de





caolinita esta es normalmente escasa a muy escasa, sólo una muestra presenta contenido moderado y tres muestras no registran contenidos de caolinita. Los interestratificados I/S se presentan en contenidos moderados y, en menor medida, escasos, una sola muestra presenta abundante participación de este argilomineral.

### 9.3 Conclusiones

#### 9.3.1 Composición mineral de las muestras analizadas por DRX

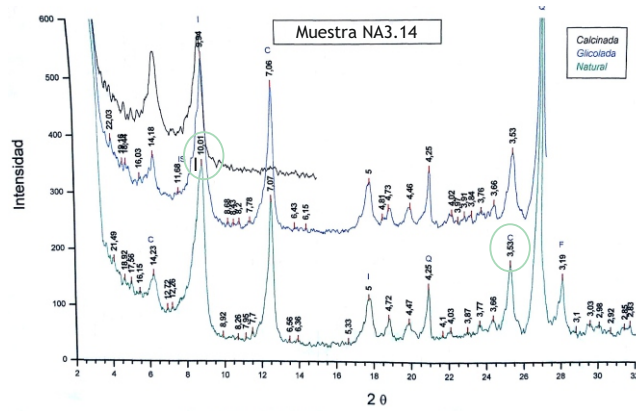
Del análisis composicional por difracción de rayos X se puede concluir que en líneas generales la composición de las muestras analizadas está conformada por la dominancia de cuarzo con escasos contenidos de plagioclasa y en menor medida argilominerales. Contenidos apreciables de calcita aparecen esporádicamente dentro del conjunto de muestras estudiadas, sin embargo, este mineral es bastante recurrente como traza. Estos contenidos de calcita se deben a la presencia de cemento carbonático, a excepción de la muestra AV2.23 (Perfil AV2), donde la abundancia de calcita responde al contenido de bioclastos. Pirita y siderita son también dos especies minerales muy frecuentes en proporciones de traza. Por su parte el grupo de argilominerales está conformado por contenidos muy variables de illita, clorita, caolinita, esmectita e I/S.

Una argiloasociación es el conjunto de argilominerales que caracterizan una misma unidad de roca. Mientras que los argilominerales son productos comunes de la meteorización y la autigénesis, las argiloasociaciones son el resultado de la compleja interacción de diversas variables que afectan los sedimentos continentales (Do Campo *et al.*, 2010), incluyendo la litología, el área fuente, la morfología de la cuenca, los ambientes de depositación y paleoclima (Chamley, 1989). Por lo tanto el análisis de las argiloasociaciones resulta ser una importante herramienta para los estudios de procedencia, paleoclima y procesos postdeposicionales (Chamley, 1989). Se identificaron cinco argiloasociaciones para las unidades cretácicas estudiadas (Lámina 9.6), las cuales se definen a continuación:

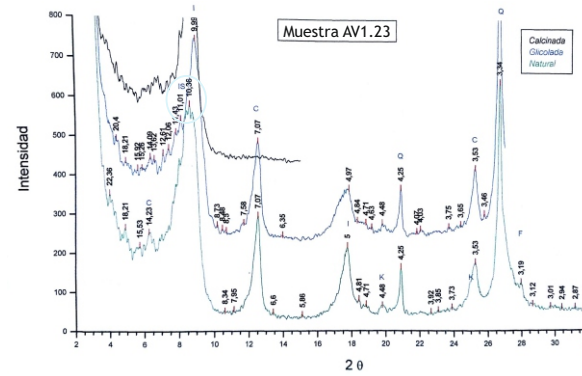
# Difractogramas de las Argiloasociaciones

Lámina 9.6

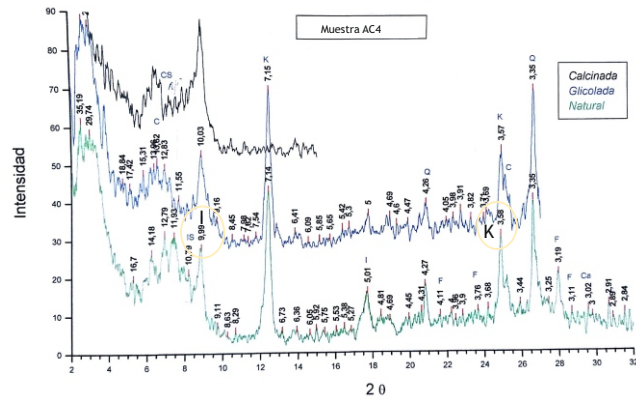
## A Argiloasociación A1



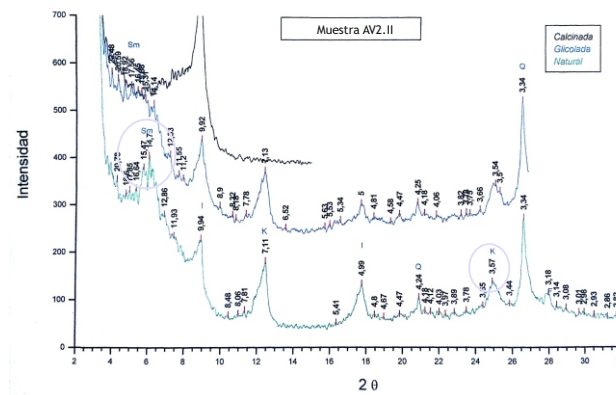
## B Argiloasociación A2



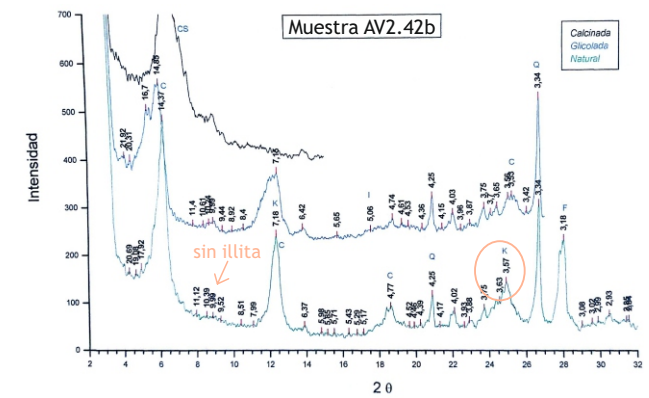
## C Argiloasociación A3



## D Argiloasociación A4



## E Argiloasociación A5



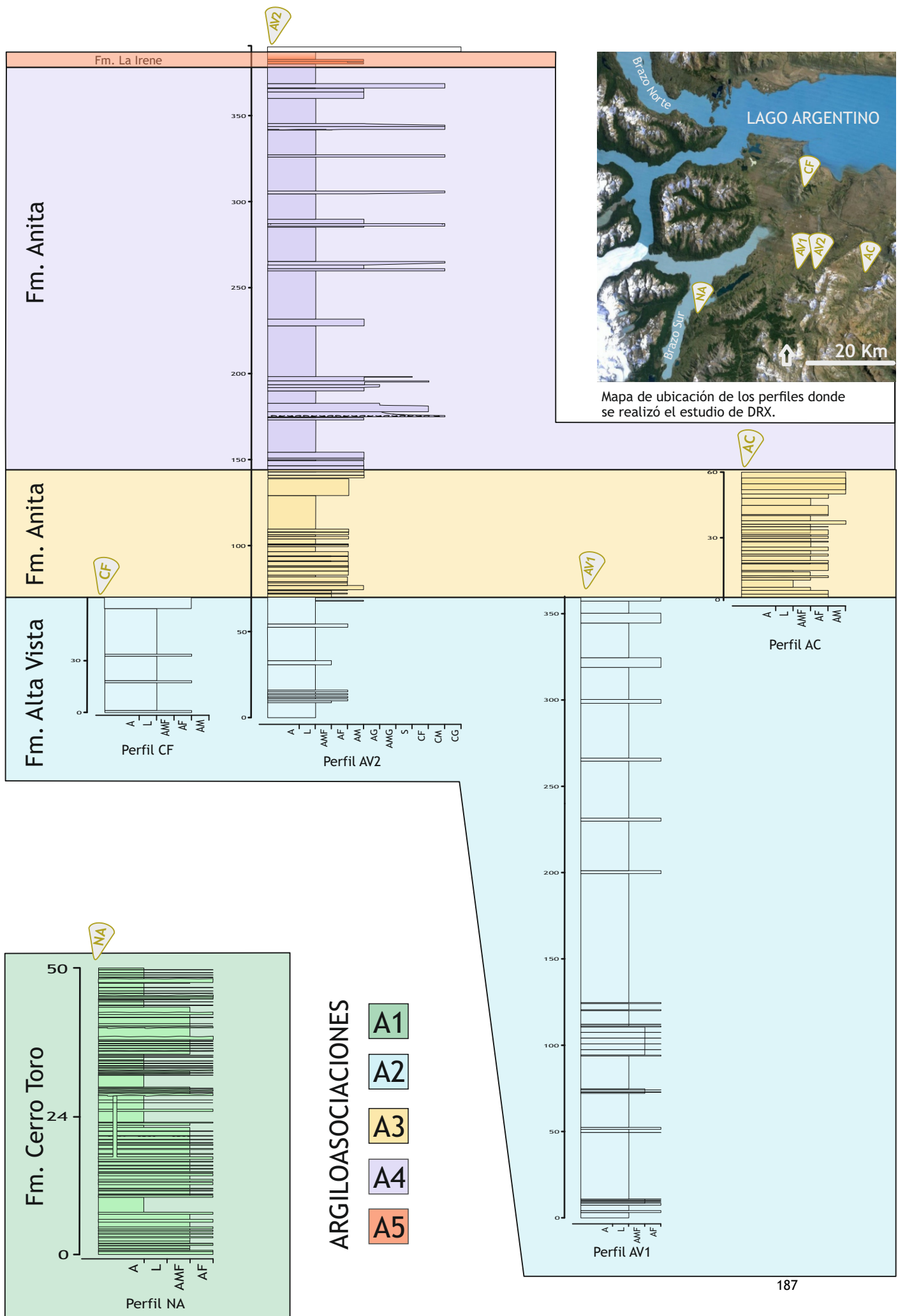
- Argiloasociación 1 (A1): está conformada por la dominancia de illita acompañada por clorita y, en menor medida, interestratificados I/S (Lámina 9.6a).
- Argiloasociación 2 (A2): está conformada principalmente por illita e interestratificados I/S con proporciones menores de caolinita (Lámina 9.6b).
- Argiloasociación 3 (A3): está conformada por illita y caolinita como minerales dominantes y en menor proporción I/S y clorita (Lámina 9.6c).
- Argiloasociación 4 (A4): esta es similar a la Argiloasociación 3, pero se diferencia por presentar esmectita en su composición (Lámina 9.6d).
- Argiloasociación 5 (A5): está caracterizada por presentar muy abundante contenido de caolinita y moderado de clorita, siendo la illita un componente ausente a escaso (Lámina 9.6e).

### 9.3.2 Distribución de las argiloasociaciones y tendencias verticales

La distribución de las argiloasociaciones identificadas en el inciso anterior presenta una marcada concordancia con las unidades litoestratigráficas Cerro Toro, Alta Vista y Anita (Lámina 9.7). En este sentido la argiloasociación A1 es característica de la Formación Cerro Toro (Perfil NA), la argiloasociación A2 de la Formación Alta Vista (perfiles CF, AV1 y base del Perfil AV2) y las argiloasociaciones A3 y A4 se corresponden con el intervalo basal (parte media del Perfil AV2 y en el Perfil AC) y medio-superior (Perfil AV2) de la Formación Anita. La argiloasociación A5 caracteriza los estratos más altos del Perfil AV2, correspondientes a la Formación la Irene.

En cuanto a las tendencias verticales de las argiloasociaciones es posible reconocer un incremento en la proporción de caolinita desde la base de la Formación Alta Vista (A2, Perfil AV1) hacia el tope de la Formación Anita (A3 y A4 Perfil AV2). Esta tendencia en el incremento de caolinita es observada también en el Perfil CF. Acompañando el sentido de aumento de caolinita disminuye el contenido de illita y también la participación de I/S. Este último hasta la mitad del Perfil AV2 donde el contenido de I/S se vuelve altamente variable, al igual que los contenidos de clorita y la participación de esmectita.





Los últimos estratos del Perfil AV2, correspondientes a la Formación Irene, representan un cambio composicional relevante con respecto a los contenidos de illita (A5). Cabe mencionar que este cambio en la composición de argilominerales se coincide con una sustancial disminución en el contenido de cuarzo y aumento en la participación de plagioclasa de los análisis de roca total.

El Perfil NA, correspondiente a la Formación Cerro Toro, esta íntegramente conformado por la argiloasociación A1. Salvo por un pico en el contenido de clorita a los 10 metros de la base, que a su vez se corresponde con un aumento de plagioclasa en roca total, este perfil presenta una composición muy homogénea.

#### 9.4 Comparación composicional con otras unidades de la Cuenca Austral

Otros autores han realizado estudios sobre composición mineral en base a difracción de rayos X en unidades cretácicas de la Cuenca Austral. Los resultados de estos estudios son comparables con los postulados en este trabajo de tesis doctoral para las unidades cretácicas al sur del lago argentino.

La Formación Río Mayer (Cretácico Inferior) corresponde a depósitos de plataforma marina y prodelta que afloran en el área de lago San Martín y las nacientes de Río Guanaco (Richiano, 2012). En los estudios de la composición en roca total de esta unidad, los autores registran que la formación se conforma principalmente de cuarzo y calcita con porcentajes variables de feldespato y arcillas los cuales son siempre subordinados a los anteriores (Richiano *et al.*, 2015). Para la composición de argilominerales identificaron la dominancia de illita y clorita con I/S como el acompañante mayoritario en los depósitos correspondientes a la plataforma (argiloasociaciones  $I_a$ ,  $I/S_a$  y  $Cl_a$ ). Por otro lado, las muestras provenientes de los depósitos de prodelta registran abundante participación de esmectita ( $S_a$ ). En particular, la Argiloasociación A1, característica de la Formación Cerro Toro, es muy semejante a la Argiloasociación  $Cl_a$  de Richiano *et al.* (2015), ya que ambas comparten contenidos similares de illita, clorita e I/S siendo la caolinita un componente ausente. Por otro lado la Argiloasociación A2, correspondiente a la Formación Alta Vista, es comparable con  $I_a$  de Richiano *et al.*, (2015) pero el

alto contenido de I/S puede ser equivalente con los altos contenidos de esmectita de la Sa de Richiano *et al.* (2015). Una diferencia notable entre los argilominerales de las unidades aquí estudiadas y los de la Formación Río Mayer son los contenidos de caolinita. En los estudios de la Formación Río Mayer de Richiano (2011) y Richiano *et al.* (2015), la caolinita es un argilomineral escaso a muy escaso mientras que este es un componente importante en la Formación Alta Vista y más aún en la Formación Anita, donde llega a ser abundante (A3 y A4).

Las formaciones Piedra Clavada, Mata Amarilla y Anita, en el área de Tres Lagos conforman depósitos marino litorales y continentales de edad cretácica (Varela, 2011). Varela *et al.* (2013) identificaron en los análisis de roca total que estas unidades están conformadas principalmente por cuarzo y menores proporciones de feldespatos y arcillas. En cuanto los análisis de los argilominerales reconocen diferencias composicionales entre las tres formaciones. La Formación Piedra Clavada está caracterizada por la dominancia de caolinita acompañada en menor proporción por illita, clorita, esmectita e interestratificados I/S. En cambio la Formación Mata Amarilla se caracteriza por altos contenidos de esmectita con escasos contenidos de caolinita e illita. Por último la Formación Anita contiene mayoritariamente caolinita acompañada por escasos contenidos de illita, clorita, interestratificados I/S y C/S. Sin bien los componentes de los análisis de roca total son similares a los identificados en las muestras analizadas aquí, existen diferencias entre la composición de los argilominerales. En principio el contenido de illita de estas tres unidades aflorantes en la localidad de Tres Lagos es escaso o ausente mientras que en las unidades estudiadas en este trabajo al sur del Lago Argentino la participación de la illita es abundante a moderada. En cambio los contenidos de caolinita, clorita y esmectita de la Formación Piedra Clava y Anita en el área de Tres Lagos son muy similares a la Argiloasociación 4 (Formación Anita en zona de estudio). La composición determinada para la Formación Mata Amarilla tan rica en esmectita no aparece representada en las unidades cretácicas de las localidades estudiadas en este trabajo.

Iñiguez Rodríguez y Decastelli (1984) analizaron la composición de argilominerales en muestras de pozos distribuidos al sur de la Provincia de Santa

Cruz. Estos autores definieron dos argilozonas para las unidades cretácicas: Argilozona B y Argilozona C. La diferencia más notoria entre estas dos argilozonas es la abundancia relativa de clorita. Este argilomineral es abundante en la Argilozona C la cual se distribuye en la parte inferior de los pozos (Formación Palermo Aike) y moderada a escasa en la Argilozona B, la cual comprende la parte superior de la Formación Palermo Aike y se extiende hasta la sección inferior de Formación Magallanes. Esta distribución en el contenido de clorita también fue identificado en las muestras analizadas en este trabajo de tesis, donde la clorita es abundante solo en la Argiloasociación A1 (Formación Cerro Toro), mientras que en el resto de las argiloasociaciones (A2, A3, A4 y A5) correspondientes a las Formaciones Alta Vista, Anita e Irene es un argilomineral escaso o ausente.



## CAPÍTULO 10. EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA

---

A partir de la integración del análisis estratigráfico con los modelos de sistemas depositacionales desarrollados en el Capítulo 7, se confeccionó el esquema paleogeográfico y evolutivo para el intervalo Cenomaniano Campaniano de la Cuenca Austral.

### 10.1 Periodo Cenomaniano inferior- Santoniano

Durante los tiempos Cenomaniano inferior -Santoniano se desarrollaba en la zona occidental del área de estudio una plataforma marina representada por la Formación Cerro Toro (Lámina 10.1a). Los afloramientos más australes llegan al límite con el territorio chileno y hacia el este se extienden hasta el flanco oriental del Cordón de los Cristales, bordeando el valle del Río Rico.

La Formación Cerro Toro representa los primeros depósitos en ambiente marino, de la etapa de cuenca de antepaís para el sector norte de la Cuenca Austral (Arbe y Hechem, 1984, Kraemer y Riccardi, 1997). Esta etapa estuvo definida por una tectónica de esfuerzos compresivos que se expresaron en el desarrollo, desde el oeste, en una faja plegada y corrida de retroarco (Biddle *et al.* 1986; Fildani *et al.* 2003; Fildani y Hessler 2005; Fosdick *et al.* 2011; Varela *et al.* 2012a). Durante el periodo en el que se depositó la Formación Cerro Toro, el basamento metamórfico paleozoico y la secuencia volcano-sedimentaria del Complejo El Quemado (Jurásico) comenzaban a elevarse al oeste por la compresión del frente de corrimiento (Fildani y Hessler, 2005; Romans *et al.*, 2009; Ghiglione *et al.*, 2014). Hacia el límite noreste de la cuenca se encontraba el extenso complejo volcánico y metamórfico del Macizo del Deseado desarrollado durante la apertura de Gondwana (Jurásico medio) (Pankhurst *et al.*, 2000). Por otro lado episodios de la actividad volcánica andina durante esta periodo fueron registrados en numerosos puntos de la cuenca (Varela *et al.*, 2012; Fildani *et al.*, 2003).

Los ambientes continentales coetáneos con la Formación Cerro Toro están representados al noreste del área de estudio, por la Formación Mata Amarilla (Lámina 10.1d). Los sistemas fluviales de la sección media de esta

# Evolución paleogeográfica en el area de estudio

Lámina 10.1

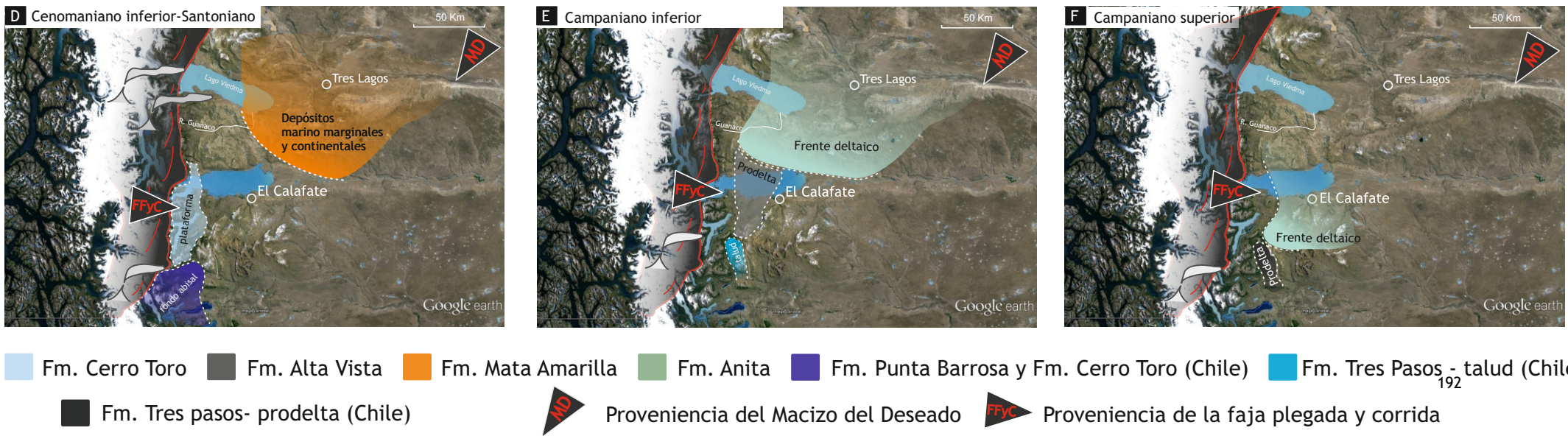


↙ Datos de paleocorrientes de otros autores:  
Vector promedio Scott (1966): N169 °  
Vector promedio Vilela y Csaky (1968): N184 °

↘ Datos de paleocorrientes en este trabajo:  
Vector promedio N189 °

▽ Ubicación de los perfiles relevados

## Contexto paleogeográfico en la Cuenca Austral



unidad presentan una orientación de paleocorrientes hacia el suroeste (Varela, 2011; Varela *et al.*, 2012), es decir hacia la región de la plataforma (Formación Cerro Toro).

Hacia el sur del área de estudio, los depósitos de plataforma marina continúan hacia el límite con Chile (Lámina 10.1d). En este país se correlacionan con las formaciones Punta Barrosa y Cerro Toro. Estas unidades corresponden a depósitos de fondo abisal con desarrollo de canales conglomerádicos submarinos (Katz, 1963; Winn y Dott, 1979; Wilson, 1991; Fildani *et al.*, 2008; Crane y Lowe, 2008; Hubbard *et al.*, 2008; Jobe *et al.*, 2010; Bernhardt *et al.*, 2011) y corresponden también al inicio de la etapa de cuenca de antepaís. (Fosdick *et al.*, 2011; Bernhardt *et al.*, 2011). Por lo tanto la Formación Cerro Toro en territorio Argentino conformaría posiblemente la plataforma marina vinculada al ambiente de fondo abisal de las unidades chilenas. Esta profundización hacia el sur del ambientes depositacionales coincide con la dirección predominante de las paleocorrientes registradas para la Formación Cerro Toro tanto en Argentina (Scott, 1966; Vilela y Csaky, 1968) como en Chile (Hubbert *et al.*, 2008).

## 10.2 Periodo Campaniano inferior

Durante el Campaniano inferior se acumuló una espesa sucesión de depósitos transicionales distales, asociados a un sistema deltaico, hacia el sector oriental del área de estudio. Estos depósitos de prodelta están representados por la Formación Alta Vista (Lámina 10.1b), y se extiende desde el Cerro Frías hacia la parte sur de las Barrancas de las estancias Anita y Alta Vista.

La etapa de cuenca de antepaís continuó durante la depositación de esta unidad y para este periodo el frente de corrimiento de la faja plegada y corrida se encontraba cada vez más al este (Ghiglione *et al.*, 2014).

El sentido de avance de sistema deltaico es hacia el suroeste, por lo tanto es de esperarse que el frente deltaico asociado a los depósitos de prodelta se ubicase al noreste (Lámina 10.1e). Al norte del Lago Argentino, los afloramientos de la Formación Anita tienen una edad Campaniana temprana

(Kraemer y Riccardi, 1997) coincidente con la Formación Alta Vista al sur y representan depósitos de frente deltaico (Arbe y Hechem, 1984b).

Hacia el sur, pasando el límite con Chile, la Formación Alta Vista se correlaciona con la Formación Tres Pasos, la cual comprende depósitos marinos de la parte alta del talud de la plataforma (Macellari *et al.*, 1989; Shultz *et al.*, 2005; Coault *et al.*, 2009; Hubbard *et al.*, 2010;) (Lámina 10.1e).

### 10.3 Periodo Campaniano superior

Durante el Campaniano superior depósitos de frente deltaico y planicie distributaria, Formación Anita, progradaron sobre los depósitos de prodelta de la Formación Alta Vista. Los afloramientos de la Formación Anita en el área de estudio, abarcan toda la extensión de las Barrancas de las estancias Anita y Alta Vista, extendiéndose hacia el margen oriental del Arroyo Cachorros (Lámina 10.1c).

Hacia el límite con Chile los depósitos de la Formación Anita continúan sobre el margen oeste del Río de las Chinas (Chile) como Formación Tres Pasos (Lámina 10.1f). En esta localidad afloran las secuencias más jóvenes de la Formación Tres Pasos las cuales corresponden a depósitos de deltaicos distales (prodelta) de borde de plataforma (Schwartz y Graham, 2015).

La progradación del sistema deltaico en dirección al depocentro evidencia una fase regresiva para el periodo Campaniano. Este estadio regresivo se registra de manera regional en todos los sistemas depositacionales de la cuenca (Arbe, 2002).

### 10.4 Relación de la depositación de las unidades del Cretácico superior y el avance del frente orogénico de la cuenca de antepaís

La depositación de las unidades del Cretácico Superior se produjo durante el desarrollo de un estadio de cuenca de antepaís asociada al cambio en el régimen tectónico desde el régimen extensional (jurásico - Cretácico inferior) al régimen compresional (Cretácico superior- Mioceno) (Arbe y Hchem, 1984; Biddle *et al.*, 1986; Kreamer y Riccardi, 1997). El inicio del régimen compresional se expresa con la instauración de un arco volcánico y el desarrollo



de una faja plegada y corrida que avanza desde el oeste hacia el este (Biddle *et al.*, 1986; Fildani *et al.*, 2003; Fildani y Hessler 2005; Fosdick *et al.*, 2001, Varela *et al.*, 2012; Ghiglione *et al.*, 2014). Es por esto que varios de los autores que trabajaron sobre esta temática en la Cuenca Austral, coinciden en que los cambios relativos del nivel del mar registrado en las secuencias sedimentarias están directamente asociados a efectos tectónicos producto del avance del frente orogénico y el frente de corrimiento de la faja plegada y corrida (Arbe y Heche, 1984, Macelliari *et al.*, 1989; Kraemer *et al.*, 2002; Varela *et al.*, 2012). Sobre la base del estilo estructural los afloramientos en el área de estudio están divididos en tres sectores, que de oeste a este son: “Dominio de basamento”, “Dominio de interno de la faja plegada y corrida” y “Dominio externo de la faja plegada y corrida” (Kraemer *et al.*, 2002; Ghiglione *et al.*, 2014, Lámina 10.2a).

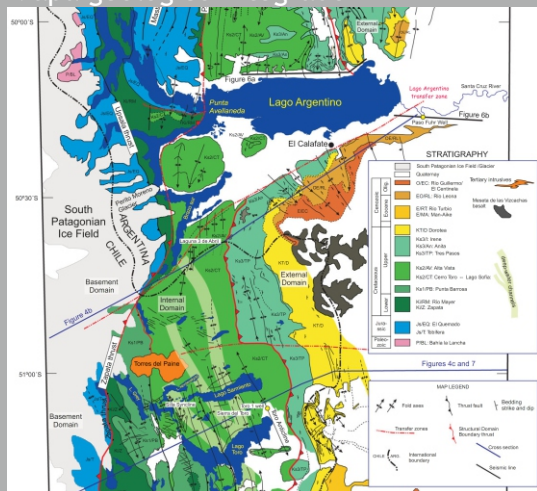
La estructuración de la faja plegada y corrida no solo influyó en los cambios relativos del nivel del mar, sino que también determinó la geometría de la cuenca y la distribución de sus depósitos (Arbe y Hechem, 1984, Kraemer y Riccardi 1997; Kaemer *et al.*, 2002; Ghiglione *et al.*, 2014, Varela, 2011; Varela *et al.*, 2012). En su contribución, Ghiglione *et al.*, (2014), postularon que la estructuración de la faja plegada y corrida controló la distribución de depositación desde el Coniaciano-Santoniano generando depocentros elongados en sentido norte-sur y limitados por altos asociados a las sistema de corrimientos (Lámina 10.2a).

En el área de estudio la traza del Río Rico coincide con un importante corrimiento producido durante el Campaniano (Ghiglione *et al.*, 2014) (Lámina 10.2a-c). Este lineamiento (Falla Mayo) separa además dos dominios estructurales. Hacia el oeste, involucrando a los depósitos de la Formación Cerro Toro, se desarrolla el Dominio interno de la faja plegada y corrida, el cual está caracterizado por la inversión parcial de los depocentros jurásicos y se compone de fallas, retrocorrimientos, y pliegues de sentido norte-sur y vergencia hacia el este (Ghiglione *et al.*, 2014). Hacia el oriente de la Falla Mayo (este del río Rico) se extiende el Dominio externo, el cual está conformado por un monoclinal frontal con vergencia hacia el este y con desarrollo de sinclinales y anticlinales hacia el este, elongados en sentido norte sur y de baja amplitud (Ghiglione *et al.*, 2014). Este domino está representado en los

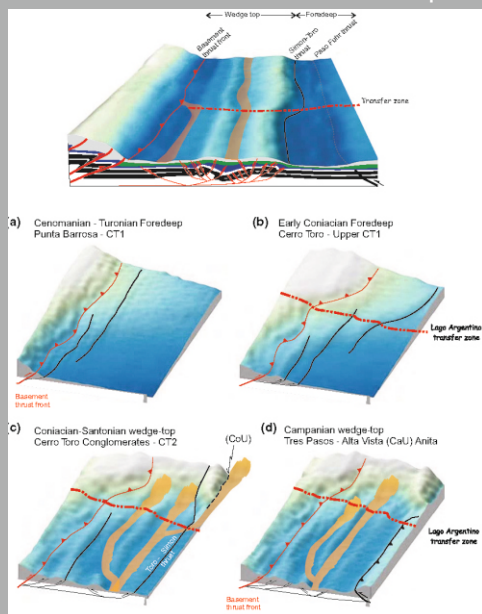
## Lámina 10.2

**A** Ghiglione *et al.*, 2014

## Mapa geológico integrado



Contexto Geodinámico Coniaciano- Campaniano



## Mapa geológico del area de estudio

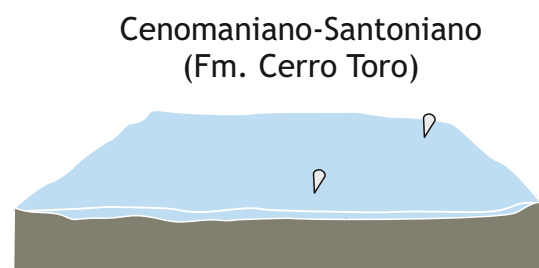


## Valle del Río Rico (vista al sur)

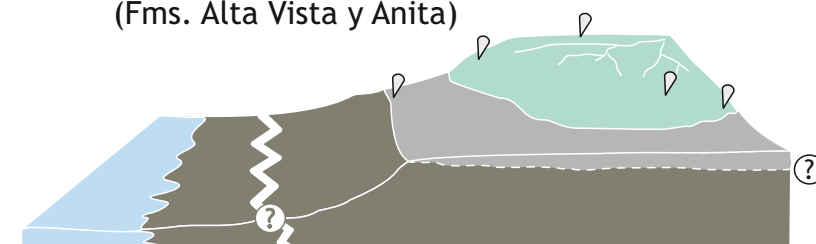


Fotografía de afloramientos de la Formación Alta Vista en la ladera este del Río Rico. Persona de escala (1,6 m) a la altura del nivel arenoso.

## D Esquema paleogeográfico



Campaniano inferior- Campaniano superior  
(Fms. Alta Vista y Anita)



afloramientos de las barrancas de las estancias Anita y Alta Vista e involucra los depósitos desde el Campaniano al Paleógeno (Ghiglione *et al.*, 2014).

Teniendo en cuenta este contexto geodinámico, la Formación Cerro Toro en el área al sur del Lago Argentino, conformaría los depósitos de plataforma marina de un depocentro elongado en sentido norte - sur, limitado al este y oeste por estructuras tectónicas producto de los corrimientos en el dominio interno de la faja plegada y corrida. Por su parte la Formación Alta Vista y la Formación Anita conformaron un sistema deltaico que se instauró coetáneamente con el desarrollo del frente de corrimiento que separa el dominio interno del externo. Lo que correspondería posiblemente, con el borde de cuenca (Lamina 10.2d).

### 10.5 Áreas elevadas y fuente de sedimento

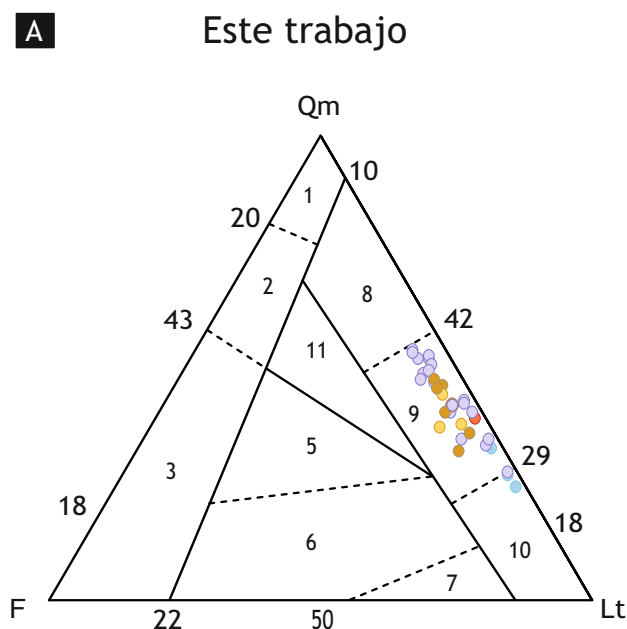
Sobre la base de la composición de las areniscas (ver Capítulo 8) se analizaron las posibles áreas fuente para los sedimentos de las formaciones Cerro Toro, Alta Vista y Anita, en la región sur del Lago Argentino. Estas tres unidades presentan composiciones detríticas muy similares. Están conformadas por litoarenitas (Folk *et al.*, 1970) compuestas mayoritariamente por líticos metamórficos, volcánicos y cuarzo monocristalino en detrimento de feldespatos (Lámina 8.12-8.13). Según el diagramas de Dickinson (1970) Qm-F-Lt, estas areniscas provendrían de un orógeno reciclado transicional (Lámina 10.3a).

Sobre la base de la composición de los clastos de estas areniscas las áreas fuente podrían ser dos. Por un lado el Macizo del Deseado, ubicado sobre el borde NNE de la Cuenca Austral. Por otro lado, las unidades que conforman el basamento paleozoico (Fm. Bahía de la Lancha) y el sinrift (Complejo El Quemado) elevadas durante el desarrollo del frente orogénico y la faja plegada y corrida hacia el borde oeste de la cuenca (Lámina 10.2d-f). Dichas áreas fuentes fueron propuestas para muchas unidades de la Cuenca Austral (Manassero, 1988 y Macelliari *et al.*, 1989; Crane, 2004; Fildani y Hesler, 2005; Valenzuela, 2006; Fildani *et al.*, 2008; Varela, 2011; Varela *et al.*, 2013; Richiano, 2012; Richiano *et al.*, 2015; Barberón *et al.*, 2015). A su vez estas áreas fuentes fueron reafirmadas sobre la base de geocronología con zircones y

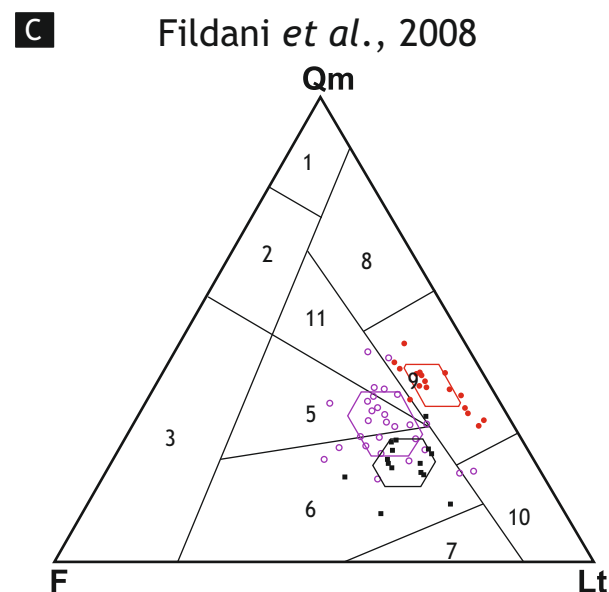
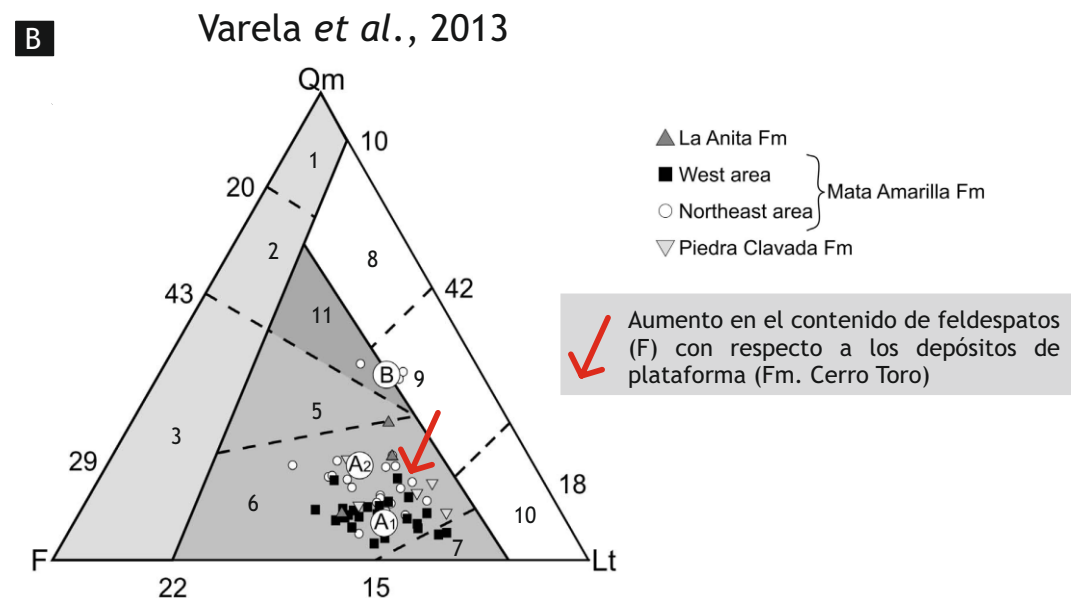
# Comparación de las áreas de aporte de sedimentos (Diagramas de Dickinson, 1970) de las unidades del Cretácico Superior de la Cuenca Austral.

Lámina 10.3

1: Interior cratónico, 2: Continental transicional, 3: Basamento elevado, 5: Arco disectado, 6: Arco Transicional, 7: Arco no disectado, 8: Orógeno recalcado cuarzoso, 9: Orógeno reciclado transicional, 10: Orógeno reciclado lítico, 11: Mezcla



- Intervalo superior Formación Anita
- Intervalo medio Formación Anita
- Intervalo basal Formación Anita
- Formación Alta Vista
- Formación Cerro Toro





afinidades geoquímicas (Fildani y Hesler, 2005; Fildani *et al.*, 2008; Richiano, 2012; Richiano *et al.*, 2015; Ghiglione *et al.*, 2015).

#### 10.5.1 Periodo de posrift (Cretácico Inferior)

Durante el estadio postrift (etapa de hundimiento termal) previo al desarrollo de la cuenca de antepaís las fuentes de sedimentos fueron El Macizo del Deseado conjuntamente con los recientes depósitos volcanoclásticos producto del rift jurásico (Richiano, 2012; Richiano *et al.*, 2015; Barberón, *et al.*, 2015). Además del Complejo El Quemado se presume que parte de los líticos de origen volcánico de estos depósitos provendrían un arco volcánico contemporáneo (Richiano *et al.*, 201; Ghiglione *et al.*, 2015; Barberón *et al.*, 2015).

#### 10.5.2 Periodo de cuenca de antepaís (Cretácico Superior)

Durante el Cretácico Superior, El Macizo del Deseado y la faja plegada y corrida de la Cuenca Austral continuaron siendo las áreas fuentes de los depósitos del periodo de cuenca de antepaís. La preponderancia de líticos de origen metamórfico y volcánico es un rasgo común en las unidades del Cretácico Superior tanto al norte (formaciones Cerro Toro, Mata Amarilla, Alta Vista y Anita) como el sur (formaciones Punta Barrosa, Cerro Toro, Tres Pasos y Dorotea) de la Cuenca Austral.

La Formación Mata Amarilla representa los primeros depósitos de cuenca de antepaís ubicados al norte del área de estudio (Varela, 2011; Varela *et al.*, 2012; Lámina 10.2d). A diferencia de las de Formación Cerro Toro, las areniscas de la Mata Amarilla provienen principalmente de un arco transicional (Lamina 10.3b, Varela *et al.*, 2013). Sin embargo Varela *et al.* (2013) reconocieron que la fuente de las areniscas que integran la Formación Mata Amarilla varía según la región. Los sedimentos de la zona norte provienen del Macizo del Deseado mientras que los de la zona occidental provienen de la Faja Plegada y Corrida Patagónica y de un arco volcánico coetáneo (Varela *et al.*, 2013).

Los sistemas fluviales de la Formación Mata Amarilla (Mata Amarilla Media) fluyeron en sentido Noreste-sudoeste, en dirección al depocentro de la

cuenca (Varela, 2011; Varela *et al.*, 2013). Este sistema fluvial podría haber sido el tributario de gran parte de los sedimentos que llegaron a la plataforma marina, ubicada justo al suroeste, representada por la Formación Cerro Toro (Lámina 10.2d). Este contexto paleográfico podría explicar además, la proporción relativamente mayor de cuarzo monocrystalino (Qm) y menor de feldespato (F) presentan las areniscas de la Formación Cerro Toro con respecto a las de la Formación Mata Amarilla (Lámina 10.3a y b) ya que el detrimento de los componentes más lábiles, como el feldespato, puede deberse a mayores distancias de transporte del sedimento (Suttner, 1974).

Las formaciones Punta Barrosa y Cerro Toro en Chile son coetáneas con la Formación Cerro Toro (Arg.) y ambas representan los primeros depósitos de cuenca de antepaís al sur del área de estudio (lámina 10.2d). Las areniscas de la Formación Punta Barrosa provienen principalmente de un arco disectado aunque algunas muestras se encuentran en el campo de mezcla (Lamina 10.3c, Dickinson, 1970; Fildani y Hesler, 2005). Estos sedimentos provendrían de una fuente mixta compuesta por un arco volcánico juvenil y complejos metamórficos expuestos durante el levantamiento temprano de los Andes (Fildani y Hesler, 2005). Por su parte las areniscas de la Formación Cerro Toro, en Chile, provienen también de un orógeno reciclado pero disminuye la proveniencia de arco ya que aumenta el contenido relativo de líticos metamórficos en relación a la unidad subyacente, Formación Punta Barrosa (Dickinson, 1970; Crane, 2004; Valenzuela, 2006; Fildani *et al.*, 2008). Valenzuela (2006) sugiere que estas variaciones podrían deberse a factores puramente paleogeográficos, como diferentes vías tributarias de los canales submarinos que integran la Formación Cerro Toro en esta región.

Al igual que en la Formación Cerro Toro, las areniscas de las formaciones Alta Vista y Anita, provienen de un orógeno reciclado transicional (Dickinson, 1970; Manassero, 1988 y Macelliari *et al.*, 1989; este trabajo de Tesis: Lámina 10.3a). Estas unidades representan la progradación hacia el sur de un sistema deltaico instaurado desde el Campaniano. La Formación Tres Pasos es la unidad coetánea en el sector más austral de la cuenca (Chile; Lámina 10.2e y f). Las areniscas de esta unidad provienen de un arco transicional (Dickinson, 1970; Fildani *et al.*, 2008). El aumento en el contenido de líticos volcánicos de estas

unidades con respecto a la subyacente, Formación Cerro Toro, refleja la incorporación de una fuente de sedimentos volcánica (Fildani *et al.*, 2008). Esta variación no se ve reflejada en la composición de los sedimentos de las unidades más al norte (Cerro Toro- Alta Vista-Anita), demostrando que algunas diferencias en la composición de los sedimentos pueden deberse a variaciones más locales de las áreas de procedencia.

### 10.5.3 Conclusiones

El Macizo del Deseado ha sido una de la principales áreas de aporte de los sedimentos de la Cuenca Austral desde incluso antes del estadio de cuenca de ante país. A su vez el desarrollo de un orógeno sobre el borde oeste de la cuenca generó la exhumación del basamento paleozoico y los depósitos volcanoclásticos de la predecesora etapa de rift instaurando una importante fuente de detritos metamórficos y volcánicos a la cuenca.

Si bien la relación líticos metamórficos/líticos volcánicos se ha mantenido bastante homogénea durante el Cretácico Superior se registran aumentos puntuales en la proporción de líticos volcánicos en algunos sectores de la cuenca a lo largo de este periodo. Esta caracteriza sumada a la presencia de depósitos piroclásticos primarios intercalados (McAtamney *et al.*, 2011 Fosdick *et al.*, 2011; Bernhardt *et al.*, 2012; Varela *et al.*, 2012; Ghiglione *et al.*, 2015) demuestra que la actividad de un arco cretácico influyó también la composición de las areniscas que se acumularon en la Cuenca Austral. Los aumentos en el porcentaje de líticos volcánicos así como los niveles volcánicos primarios presentan una distribución localizada dentro de la cuenca indicando que la paleogeografía fue un importante control sobre la composición de los sedimentos cretácicos de la Cuenca Austral.

En el actual capítulo se presentará una síntesis de las conclusiones parciales y finales a las cuales se llegaron durante el desarrollo de este trabajo de tesis doctoral.

11.1 Al sur del Lago Argentino aflora una serie de unidades que forman parte del relleno sedimentario de la etapa de cuenca de antepaís (Cretácico Superior) de la Cuenca Austral. Estas unidades son Formación Cerro Toro (Cenomaniano inferior- Santoniano), Formación Alta Vista (Campaniano inferior) y Formación Anita (Campaniano superior).

11.1.1 La Formación Cerro Toro se depositó durante el lapso Cenomaniano inferior- Campaniano inferior. Esta unidad está representada por secuencias de finos estratos de arenisca y pelita con intensa deformación tectónica, que se distribuye a sobre la región occidental del área de estudio. El contacto con las formaciones infra e suprayacente no fue registrado en el área de estudio.

11.1.2 La Formación Alta Vista se depositó durante el Campaniano inferior, aunque se desconoce su base estratigráfica. El límite superior es de tipo transicional con la Formación Anita. Esta unidad está representada por una espesa secuencia de fangolitas grises con intercalaciones esporádicas de lentes de areniscas amarillas. La estructuración de estas capas es muy leve, presentan una suave inclinación general al sureste. Sus afloramientos son saltuarios y se distribuyen sobre la base del extremo suroeste de las Barrancas de la Estancia Alta Vista y en el Cerro Frías.

11.1.3 La Formación Anita, en el área de estudio, se depositó durante el Campaniano superior. Esta unidad está representada por el conjunto de estratos de fangolitas, areniscas y conglomerados que afloran de manera continua a lo largo de las Barrancas de las estancias Anita y



Alta Vista. Estas capas prácticamente no presentan deformación tectónica. Al igual que la unidad subyacente, se encuentran levemente inclinadas hacia el sureste.

11.2 Del análisis sedimentológico realizado sobre estas unidades, se reconocieron un total de 32 facies sedimentarias en las unidades Cerro Toro, Alta Vista y Anita. Estas facies sedimentarias corresponden a una variedad de procesos como decantación a partir de suspensiones hipopícnicas y hemipelágicas; depositación tractiva y por decantación a partir de flujos gravitacionales; depositación de la carga de lecho por corrientes unidireccionales de baja, moderada y alta energía, por corrientes oscilatorias y por flujos combinados. Además se registraron procesos de deformación sin-sedimentaria.

11.3 Sobre la base de la relación genética que presentan las facies sedimentarias identificadas, se las conjugaron en 8 asociaciones de facies. Cada una de estas 8 asociaciones de facies representa un subsistema de depositación particular. Los subsistemas de depositación identificados son:

- 1. Depósitos de flujos turbidíticos de baja densidad (AF1a-e)
- 2. Depósitos finos de prodelta (AF2)
- 3. Lóbulos arenosos distales (AF3)
- 4. Lóbulos arenosos proximales (AF4)
- 5. Relleno de canales distributarios terminales (AF5)
- 6. Complejo de barras de desembocadura (AF6)
- 7. Depósitos de carga de fondo de canales distributarios (AF7)
- 8. Depósitos de planicies interdistributarias subácueas (AF8)

11.3.1 La AF1a-e corresponde a los depósitos de la Formación Cerro Toro, las AF2 y AF3 a la Formación Alta Vista y las AF4 a AF8 a la Formación Anita.

11.4 El análisis icnológico detallado representó una importante herramienta para fortalecer las interpretaciones de los procesos vinculados a cada asociación de facies, así como su paleoambiente de depositación.

11.4.1 La icnología de los depósitos de la Formación Cerro Toro representa la colonización del sustrato por parte de organismos oportunistas durante periodos entre flujos turbidíticos. La asociación icnológica está integrada por *Rhizcocorallium*, *Phycodes*, *Teichicnus*, *Thalassinoides*, *Ophiomorpha*, *Palaeophycos*, *Zoophycos* y *Planolites*. Esta icnoasociación es coincidente con la Icnofacies *Cruziana* distal atribuida a una región de *Offshore* dentro de la plataforma. El bajo grado de bioturbación de los depósitos de decantación se deben a deficiencias en el grado de oxigenación, sustratos saturados en agua y/o a altas tasas de depositación.

11.4.2 La icnología de la Formación Alta Vista representa escasa bioturbación del sustrato debido a un contexto sumamente estresante para el desarrollo de la fauna bentónica. Esta icnoasociación es semejante a las *suites* “empobrecidas” caracterizadas por el bajo grado de icnodiversidad y tamaño disminuido de las trazas fósiles. Los factores que controlaron esta icnoasociación estuvieron vinculados a los pulsos de agua dulce al sistema marino, constante sedimento en suspensión y altas tasas de sedimentación dadas por la gran influencia del sistema fluvial en el desarrollo del delta. La icnoasociación de los lóbulos arenosos que se encuentran intercalados dentro de los depósitos de prodelta, difiere sustancialmente. Esta está conformada por *Palaophycus*, *Skolithos*, *Thalassinoides*, *Ophiomorpha* y *Girochorte*, de desarrollo normal, pero con bajo grado de bioturbación. Esta anómala bioturbación de las arenas se debe a que fueron excavadas por organismos que se transportaron dentro de las corrientes hiperpícnicas, pero que no pudieron perdurar dadas las condiciones desfavorables del ambiente.

11.4.3 La icnología del intervalo basal del Formación Anita muestra la colonización por parte de organismos oportunistas que aprovecharon los periodos de baja descarga fluvial o la migración de esta para instalarse en los lóbulos abandonados. Esta icnoasociación está caracterizada por moderado grado de bioturbación de suites monoespecíficas de *Rhizocorallium* con esporádicos acompañantes como *Ophiomoprpha*, *Helmintopsis*, *Bergaueria* y *Thalassinoides*. Por otro lado, los depósitos de interlóbulos presentaban ambientes más propicios para el desarrollo de los organismos por lo que presentan alto grado de bioturbación, por lo general del icnogéneros como *Planolites*.

11.5 De la distribución de cada asociación de facies, sus relaciones espaciales y el contenido faunístico e icnológico se definieron 2 sistemas depositacionales: Sistema marino de plataforma distal (Formación Cerro Toro) y Sistema deltaico (Fms. Alta Vista-Anita).

11.5.1 La sedimentitas de la Formación Cerro Toro representan la depositación de flujos turbidíticos en un ambiente de plataforma distal. El comportamiento de estas corrientes alternaba entre eventual y sostenido, dejando secuencias tipo Bouma y secuencias distintas a las de Bouma respectivamente. A su vez, las olas de tormentas redepositaban el sedimento en forma de tempestitas. Durante los periodos de cese de las corrientes turbidíticas y eventos de tormenta, la depositación estaba dominada por la decantación a partir de suspensiones hipopícnicas y hemipelágicas.

11.5.2 Las sedimentitas de la Formación Alta Vista representan la depositación asociada a los términos distales de un sistema deltaico (prodelta). El aporte de material fino provenía de plumas hipopícnicas y en menor medida corrientes hiperpícnicas de fuente fluvial. Eventuales crecidas o tormentas desencadenaron flujos hiperpícnicos

más densos que llegaban hasta esta zona distal, depositando así pequeños lóbulos de areniscas.

11.5.3 Las sedimentitas de la Formación Anita están vinculadas al desarrollo de un sistema deltaico. Dentro de esta sucesión se reconocen tres intervalos distintivos: un intervalo basal correspondiente a la depositación en un ambiente de frente deltaico distal, un intervalo medio que corresponde a la depositación en un ambiente de frente deltaico proximal y un intervalo superior que representa el desarrollo de una planicie distributaria subácuea.

11.5.3a El intervalo basal representa lóbulos de frente deltaico distal acumulados a partir de flujos hiperpícnicos fluviales, en una zona distal con respecto a la desembocadura del sistema deltaico (Frente deltaico distal). Las fluctuaciones en el régimen de descarga fluvial y la migración lateral de la zona de descarga permitieron la lenta depositación por decantación dejando secuencias de interlóbulos.

11.5.3b El intervalo medio corresponde a complejos de barras de desembocadura (frente deltaico proximal), acumulados por la pérdida de la capacidad de transporte que sufren las corrientes de origen fluvial al llegar a la zona de desembocadura. Estos depósitos fueron usualmente retrabajados por efecto de las tormentas.

11.5.3c El intervalo superior corresponde a el desarrollo de una planicie distributaria subácuea conformada por una robusta red de canales que redistribuían el sedimento hacia el mar y encerraban áreas interdistributarias donde se acumulaba el material más fino, durante desbordes de los flujos canalizados o a partir de plumas hipopícnicas. La migración de los mismos canales distributarios, produjo la agradación vertical y el



arreglo de sucesivas intercalaciones de los depósitos de canales distributarios con los de las planicies subácuas.

11.6 Del análisis de las areniscas que conforman las secuencias sedimentarias estudiadas, se identificó que en general se tratan de areniscas finas y medianas de textura clasto sostén. Presentan modera a mala selección con clastos por lo general, poco redondeados. Sus componentes principales son el cuarzo monocristalino y los líticos metamórficos. Le siguen en abundancia los líticos volcánicos y sedimentarios. Dentro de los componentes escasos, contienen plagioclasa, feldespato potásico, biotita, muscovita, clorita y glauconita. Los restos vegetales de diferentes tamaños son muy comunes dentro de todas las areniscas estudiadas. El cemento es un componente escaso y normalmente es de composición carbonática o silícea.

11.7 Según la clasificación de Folk *et al.* (1970) se trata de litoarenitas. Mientras que según la clasificación de Dott (1964) modificada por Pettijhon *et al.* (1972), la cual discrimina sobre el contenido de matriz, las muestras analizadas corresponden a arenitas líticas a excepción de una sola muestra que sería una vaque lítica.

11.8 Según la clasificación Dickinson *et al.* (1983), la cual relaciona la moda detrítica de las areniscas con el contexto tectónico del área fuente, las muestras analizadas corresponden a sedimentos provenientes de un orógeno reciclado para el diagrama Q-F-L y orógeno reciclado transicional para el diagrama Qm-F-Lt.

Del estudio composicional de los clastos, los resultados en los diagramas de Dickinson y su relación con las paleocorrientes se interpretó que el área fuente de estas sedimentitas corresponde probablemente al basamento de la Cuenca Austral, el cual aflora al noroeste del área de estudio (Formación Bahía de La Lancha y El complejo el quemado). También podrían provenir del Macizo del Deseado ubicado al noreste del área de estudio.

11.9 Del análisis de las pelitas que conforman las secuencias sedimentarias estudiadas se concluyó que estas están compuestas principalmente por cuarzo en cantidades abundantes a muy abundantes y escasa participación de plagioclasa y argilominerales. Para la caracterización de la composición de los argilominerales se definieron 5 argiloasociaciones (A1-5):

- Argiloasociación 1 (A1): illita acompañada por clorita y en menor medida interestratificados I/S.
- Argiloasociación 2 (A2): illita e interestratificados I/S con proporciones menores de caolinita.
- Argiloasociación 3 (A3): illita y caolinita s y en menor proporción I/S y clorita.
- Argiloasociación 4 (A4): similar a la Argiloasociación 3 pero se diferencia de esta por presentar esmectita.
- Argiloasociación 5 (A5): muy abundante contenido de caolinita y moderado de clorita, siendo la illita un componente ausente a escaso.

11.10 Las variaciones en la composición de argilominerales identificadas en las secuencias estudiadas se correlacionan con las unidades estratigráficas.

- La Formación Cerro Toro se corresponde con la A1 (illita acompañada por clorita y en menor medida interestratificados I/S).
- La Formación Alta Vista se corresponde con la A2 (illita e interestratificados I/S con proporciones menores de caolinita).
- El intervalo basal de la Formación Anita, correspondientes a los depósitos de frente deltaico, se corresponden con la A3 (illita y caolinita con menor proporción I/S y clorita).
- El intervalo medio-superior de la Formación Anita, correspondiente a los depósitos de planicie distributaria subácuea, se corresponden con

la A4 (similar a la Argiloasociación A3 pero se diferencia de esta por presentar esmectita)

11.10.1 Es posible reconocer un incremento paulatino en la proporción de caolinita desde la base de la Formación Alta Vista hasta el techo de la Formación Anita. Acompañando el sentido de aumento de caolinita disminuye el contenido de illita y también la participación de I/S. Este último se vuelve muy variable hacia el tramo superior de la Formación Anita al igual que los contenidos de clorita y la participación de esmectita.

11.10.2 Los últimos estratos del Perfil AV2 representan un cambio composicional relevante con respecto a los contenidos de illita (A5). A su vez, este cambio en la composición de argilominerales coincide con una sustancial disminución en el contenido de cuarzo y aumento en la participación de plagioclasa de los análisis de roca total. Se considera la base de estos últimos niveles como el límite superior de la Formación Anita.

11.11 La estructuración de la faja plegada y corrida de la cuenca Austral afectó de manera diferente a las unidades sedimentarias estudiadas. La Formación Cerro Toro presenta alta deformación tectónica por que se ubica dentro del dominio interno de la faja plegada y corrida mientras que las Formaciones Alta Vista y Anita presenta muy leve deformación tectónica porque se ubican en el dominio externo de la faja plegada y corrida.

11.12 Los depósitos de la Formación Cerro Toro se acumularon en un depocentro cuya forma estaba controlado por los altos y bajos producto del desarrollo de la incipiente faja plegada y corrida. El límite este de esta unidad coincide con la traza de un corrimiento que pudo haber limitado también la cubeta donde esta formación se depositó.

- 11.13 La Formación Cerro Toro se correlaciona con la Formación Mata Amarilla, cuyos afloramientos ubicados al noreste del área de estudio, marcan el borde de cuenca para el Cenomaniano. Hacia el sur (Chile) se correlaciona con la Formación Punta Barrosa y Cerro Toro, las cuales corresponden a un ambiente de talud y fondo abisal indicando la dirección del depocentro.
- 11.14 Las Formaciones Alta Vista y Anita representan la progradación de un sistema deltaico desde el noreste al suroeste (vector promedio de las pelocorrientes N 189°). Estas características regresivas fueron identificadas en otras localidades de la cuenca Austral y corresponde al subciclo que Arbe (2000) denominó Subciclo Anita. Hacia el sur (Chile) estas unidades se correlacionan con la Formación Tres Pasos, la cual comprende depósitos de talud vinculados a un sistema deltaico distal.
- 11.15 El Macizo del Deseado ha sido una de las principales áreas de aporte de los sedimentos de la Cuenca Austral desde incluso antes del estadio de cuenca de ante país. A su vez el desarrollo de un orógeno sobre el borde oeste de la cuenca generó la exhumación del basamento paleozoico y los depósitos volcanoclásticos de la predecesora etapa de rift instaurando una importante fuente de detritos metamórficos y volcánicos a la cuenca.
- 11.16 El aumento de la relación líticos volcánicos/líticos metamórficos en algunas de las unidades del Cretácico Superior de la Cuenca Austral, como es el caso de la Formación Mata Amarilla al norte del área de estudio o Formación Tres Pasos al sur, no se ve reflejado en las unidades al sur del Lago Argentino (Fms. Cerro Toro, Alta Vista y Anita). Esta característica indica que la incorporación de detritos desde un arco volcánico coetáneo estuvo controlado por la paleogeografía.



## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

---

- Allison, M.A., Kineke, G.C., Gordon, E.S. y Goñi, M.A., 2000. Development and reworking of a seasonal flood deposit on the inner continental shelf off the Atchafalaya River. *Continental Shelf Research*, V. 20, pp. 2267-2294.
- Anger, D.V. y Wallace, P. (1970). The distribution and significance of trace fossils in the uppermost Jurassic rocks of The Boulonnais, Northern France. *Trace Fossil*. En: Crimes, T.P., Harper, J.C. (Eds.), *Geol. J., Spec. Iss.*, 3, pp. 1-18.
- Ameghino, C., 1890. Exploraciones geológicas en Patagonia. *Boletín del Instituto Geográfico Argentino*, 11(1): 3-46.
- Ameghino, F., 1898. Sinópsis geológica-paleontológica. Segundo Censo de la República Argentina, 1. Buenos Aires.
- Andresen, A. y Bjerrum, L., 1967. Slides on subaqueous slopes in loose sands and silts. En: *Marine Geotechniques*. Eds. Richards, A.F. University of Illinois Press, Urbana, pp. 221-239.
- Arbe, H.A. y Hechem, J. J., 1984a. Estratigrafía y facies de depósitos marinos profundos del Cretácico Superior, Lago Argentino, Provincia de Santa Cruz. *Actas IX Congreso Geológico Argentino*, 5: 7-41. San Carlos de Bariloche.
- Arbe, H.; Hechem, J., 1984b. Estratigrafía y facies de depósitos continentales, litorales y marinos del Cretácico superior, lago Argentino. In *IX Congreso Geológico Argentino*, Actas 7, 124-158.
- Arbe, H.A., 2002. Análisis estratigráfico del Cretácico de la Cuenca Austral, 103-128. In: Haller, M. J. (ed) *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del Decimoquinto Congreso Geológico Argentino*, 925 pp.
- Axelsson, V., 1967. Laiture delta; a study of deltaic morphology and processes. *Geogr. Ann. Ser. A: Phys. Geogr.*, 49, 1-127.

- Barberón, V., Ronda, G., Leal, P.R., Sue, C., y Ghiglione M., 2015. Lower Cretaceous provenience in the northern Austral basin of Patagonia from sedimentary petrography. *Journal of South American Earth Science*, (64) 488-510.
- Bárberon, V., Leal P.R., Naipauer, M., Ronda G., Ghiglione, M. C., 2014. Estudio de proveniencia de areniscas en el Aptiano-Albiano del río Oro, Lago Pueyrredón, Provincia de Santa Cruz. XIX Congreso Geológico Argentino, Córdoba. Actas S22-9.
- Bates, C.D., 1953. Rational theory of delta formation. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, V. 37, pp. 2119-2162.
- Bernhardt, A., Jobe, Z.R., Grove, M. y Lowe, D.R., 2012. Palaeogeography and diachronous infill of an ancient deep-marine foreland Basin, Upper Cretaceous Cerro Toro Formation, Magallanes Basin. *Basin Res.*, 24, 269-294. doi:10.1111/j.1365-2117.2011.00528.x.
- Biddle, K., Uliana M., Mitchum R.Jr., Fitzgerald, M. y Wright R., 1986. The stratigraphic and structural evolution of central and eastern Magallanes Basin, southern America. En: *Foreland basins*, P. Allen and P. Homewood (Eds.), International Association of Sedimentology Special Publication, 8, 41-61.
- Battacharya, J.P y Giosan, L., 2003. Wave-influence deltas: geomorphological implications for facies reconstruction: *Sedimentology*, V. 50, pp. 187-210.
- Bhattacharya, J. P. 2006. Deltas. *Facies Models Revisited*, SEPM Special Publication No. 84: 237-292.
- Blasco, G., Nullo, F. y Proserpio, C., 1980. Santoniano-Campaniano: Estratigrafía y contenido amonitifero. *Cuenca Austral. Revista de la Asociación Geológica Argentina.*, 35 (4): 467-493.
- Buatois L. y Mángano G.M., 2011. *Ichnology: Organism-substrate interactions in space and time*. Cambridge University Press.

- Bouma, A. H., 1962. Sedimentology of some Flysch Deposits: A Graphic Approach to Facies Interpretation. Elsevier, Amsterdam, 168 pp.
- Bridge, J. S. y Demicco, R.V., 2008. Earth surface processes, landform and sediment deposits. Cambridge University Press.
- Brindley, G. W., 1961. Experimental Methods. En: G. Brown (Ed.), The X-Ray identification and crystal structure of Clay Minerals. Mineralogical Society: 1-50.
- Bromley, R. G., 1990. Trace Fossils. Biology and Taphonomy. London: Unwin Hyman.
- Bromley, R. G., 1996. Trace fossils. Biology, Taphonomy and Application. London: Chapman y Hall.
- Brown, G., 1980. Tables for the determination of  $d$  in Å from  $2\theta$  for the  $K\alpha$  and  $K\beta$  radiations of copper, cobalt and iron. En Brindley, G. W. & G. Brown (Eds.), Crystal Structures of Clay Minerals and their X-Ray identification. Mineralogical Society Monograph 5: 439-475.
- Bruce, R.B., Nelson, E.P., Eaver, S.G., y Lux, D.R., 1991. Temporal and spatial variation in the southern Patagonian batholith; constraints on magmatic and development. En: Harmon, R.S. y Rapela, C.W. (Eds.). Andean magmatism and its tectonic setting. Geological Society of America Special Paper 265, 1-12.
- Camino, R. 1980. Cordillera Fueguina. En: Simposio de Geología Regional Argentina, No. 2, p. 1463-1501. Córdoba.
- Canessa, N.D., Poiré, D.G. y Doyle, P., 2005. Estratigrafía de las unidades cretácicas de la margen norte del Lago Viedma, entre el Cerro Pirámides y la Estancia Santa Margarita, Provincia de Santa Cruz, República Argentina. Actas del XVI Congreso Geológico Argentino. La Plata.
- Cereceda A. y Poiré D.G., 2014. Sedimentología y estratigrafía de las formaciones Río Mayer, Cerro Toro, Alta Vista y La Anita de la Cuenca Austral al sur del Lago Argentino. XIV Reunión Argentina de Sedimentología. Libro de resúmenes p. 71. Puerto Madryn, Chubut.

- Cecioni, G., 1955. Distribuzione verticale di alcune Kossmaticeratinae nella Patagonia Chilena. *Societa Geologica Italiana*, 74: 141-149.
- Cecioni, G., 1957. Cretaceous flysh and mollase in Departamento Última Esperanza. Magallanes Province, Chile. *Am. Assoc. Pet. Geol., Bull.*, 41 (3): 538-564, Tulsa.
- Collinson, J.D., 1969. The sedimentology of the grindslow Shale and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Namurian of northern England: *Journal of Sedimentology Petrology*, V.39, pp. 194-221.
- Collinson, J.D., N. Mountney y Thompson, D.B., 2006. *Sedimentary structures*. Tercera edición. Terra Publishing. Harpenden, England, pp. 292.
- Cuitiño, J.I. y Scasso, R.A., 2010. Sedimentología y paleoambientes del Patagoniano y su transición a la formación Santa Cruz al sur del Lago Argentino, Patagonia Austral. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 66(3), 406-417.
- Cuitiño, J.I., 2011. Registro sedimentológico e isotópico de paleoambientes marinos y transicionales en el Patagoniano (Mioceno) del Lago Argentino. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Buenos Aires.
- Cuitiño, J.I., Pimentel, M.M., Venturra Santos, R. y Scasso, R.A., 2012. High resolution isotopic ages for the early Miocene "Patagoniense" transgression in Southwest Patagonia: stratigraphic implications. *South Am. Earth Sci.*, 38, 110-122.
- Crane, W.H., 2004, Depositional history of the Upper Cretaceous Cerro Toro Formation, Silla Syncline, Magallanes Basin, Chile (Ph.D.dissertation): Stanford, California, Stanford University, 275 p.
- Crane, W.H. y Lowe, D.R., 2008. Architecture and evolution of the Paine channel complex, Cerro Toro Formation (Upper Cretaceous), Silla Syncline, Magallanes Basin, Chile. *Sedimentology*, 55, 979-1009.



- Dalrymple, R.M., Baker, E.K., Harris, P.T. y Hughes, M.G., 2003. Sedimentology and stratigraphy of a tide-dominated, foreland-basin delta (Fly River, Papua New Guinea). En: Tropical Deltas of Southeast Asia- Sedimentology, Stratigraphy and Petroleum Geology. Eds. Sidi, F.H., Nummedal, D., Imbert, P., Darman, H. y Posamentier, H.W. SEPM, Special Publication 76, pp. 147-173.
- Dalziel, I. W. D., de Wit, M. J. and Palmer, K. F., 1974. Fossil marginal basin in the southern Andes. *Nature*, v. 250, p. 291 - 294.
- Dalziel, I.W.D., 1981. Back-arc extension in the southern Andes: A review and critical reappraisal. *Royal Society of Philosophical Transactions, serie A* 300., 319-335.
- Darwin, C., 1842. On the distribution of the erratic boulders and on the contemporaneous unstratified deposits of South America. *Geological Society of London*, 6: 415 - 431.
- Darwin, C., 1846. Geological observations on the volcanic Island and parts of South America visited during to voyage of H. M. S. Beagle. Londres.
- Dengler, A.T., Noda, E.K., Wilde, P. y Normak, W.R., 1984. Turbidity currents generated by Hurricane Iwa. *Geo-Marine Letters* 4, 5-11.
- Dickinson, W.R., 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 40, p. 695-707.
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A. y Ryberg, P.T., 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin* 94, 222-235.
- Dott, R.H., 1964. Wacke, graywacke and matrix-wacke approach to immature sandstone classification. *Journal of Sedimentary Petrology* 34:625-632.
- Dumas, S. y Arnott, R.W.C., 2006. Origin of hummocky and swaley cross-stratification - The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology* 34:1073-1076.

- Ekdale, A.A., 1985. Paleoeecology of the marine endobenthos. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology*, 50, pp. 63-81.
- Ekdale A.A. y Manson, T.R., 1988. Characteristic trace-fossil association in oxygen-poor sedimentary environments. *Geology* 16, pp. 720-723.
- Feruglio, E., 1938. El Cretácico superior del Lago San Martín y de las relaciones adyacentes. *Phycis*, 12: 293-342, Buenos Aires.
- Feruglio, E., 1944-45. Estudio geológico y glaciológico en la región del Lago Argentino (Patagonia). *Bol. Acad. Ciencias*, 37, (1): 3-255, Córdoba.
- Feruglio, E., 1949-50. Descripción geológica de la Patagonia. *Yac. Petrol. Fisc.* Informe inédito, 1, 2, 3. Buenos Aires.
- Fildani, A., Cope, T.D., Graham, S.A. y Wooden, J.L., 2003. Initiation of the Magallanes foreland basin: timing of the southernmost Patagonian Andes orogeny revised by detrital zircon provenance analysis. *Geology* 31, 1081-1084.
- Fildani, A. y Hessler, A., 2005. Stratigraphic record across a retroarc basin inversion: Rocas Verdes - Magalanes Basin, Patagonian Andes, Chile. *GSA Bulletin*, 117 n° 11/12: 1596 - 1614.
- Fildani, A., Romans, B.W., Fosdick, J.F., Crane, W.H., y Hubbard, S.M., 2008. Orogenesis of the Patagonian Andes as reflected by basin evolution in southernmost South America. *Arizona Geological Society, Digest* 22: 1- 10.
- Filding, C.R., 2015. Anatomy of falling-stage deltas in the Turonian Ferron Sandstone of the western Henry Mountains Syncline, Utah: Growth fault, slope failures and mass transport complexes. *Sedimentology*, V. 62, pp. 1-26.
- Firion, F., 1958. Sur la présence d'ichnites dans le Portlandien de l'Ile d'Oléron (Charente maritime). *Annales Universitatis Saraviensis (Naturw.)* 7, 107-112.
- Folk, R.L., Andrews, P.B. y Lewis, D.W., 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 13, 937-968.

- Föllmi, K.B. y Grimm, K.A., 1990. Doomed pioneers: gravity-flows deposition and bioturbation in marine oxygen-deficient environments. *Geology*, 18, pp. 1069-1072.
- Fosdick, J.C., Romans, B.W., Fildani, A., Bernhardt, A., Calderon, M. y Graham, S.A., 2011. Kinematic evolution of the Patagonian retroarc fold-and-thrust belt and Magallanes foreland basin, Chile and Argentina, 51° 30' S. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 123, 1679-1698.
- Franzese, J. R., Poiré, D. G. y Muravchik, M., 2006. Secuencias de sin-rift de la Cuenca Austral entre los Lagos Argentino y Viedma, Argentina. *Actas del IV Congreso Latinoamericano de Sedimentología - XI Reunión Argentina de Sedimentología*, Bariloche, Argentina.
- Furque, G., 1973. Hoja 58b, Lago Argentino, descripción de la hoja geológica a escala 1:200000.
- Fürsich, T y Oschmann, W. 1993. Shell beds as tools in basin analysis: the Jurassic of Kachchh, western India. *Jour. Geol. Soc. London*, 150: 169-185.
- Galloway, W.E. 1975. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. En: *Deltas, Models for Exploration*. Houston, Texas. Ed., Broussard, M.L. Houston Geological Society, p. 87-98.
- Galloway, W.E. y Hobday, D.K., 1996. *Terrigenous Clastic Depositional Systems*: Heidelberg, Springer-Verlag. 489 p.
- Ghiglione, M.C., Suarez, F., Ambrosio, A., Da Poian, G., Cristallini, E.O., Pizzio, M.F., Reinoso, R.M., 2009. Structure and evolution of the Austral basin fold-thrust belt, southern Patagonian Andes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 65, 215 - 226.
- Ghiglione, M. C., Likerman, J., Barberón, V., Beatriz Giambiagi, L., Aguirre-Urreta B., y Suarez, F., 2014. Geodynamic context for the deposition of

coarse-grained deep-water axial channel systems in the Patagonian Andes. *Basin Research*, 26, 1-20.

Ghiglione, M.C., Naipauer, M., Sue, C., Barberón, V., Valencia, V., Aguirre-Urreta, B., Ramos, V.A., 2015. U-Pb zircon ages from the northern Austral basin and their correlation with the early Cretaceous exhumation and volcanism of Patagonia. *Cretac. Res.* 55, 116-128.

Giacosa, R.E., Márquez, M.M. y Panza, J.L. 2002. Basamento Paleozoico Inferior del Macizo del Deseado. . En M.J. Haller (ed.) *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*, 15° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1(2): 33-44, Buenos Aires.

Giacosa, R.E. y Márquez M.M. 2002. El Basamento Paleozoico de la Cordillera Patagónica. En M.J. Haller (ed.) *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*, 15° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1-3: 45-55, Buenos Aires.

Gingras, M.K., MacEachern J.A. y Pemberton S.G., 1998. A comparative analysis of the ichnology of wave- and river-dominated alluvial fans of the Upper Cretaceous Dunvegan Formation. *Bulletin of the Canadian Petroleum Geology*, 46, pp. 51-73.

Guido, D. M., Escayola, M. P. y Schalamuk, I. B. 2004. The basement of the Deseado Massif at Bahía Laura, Patagonia, Argentina: a proposal for its evolution. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 567-577.

Hakes, W.G. 1976. Trace fossils and depositional environment of four clastic units, Upper Pennsylvanian megacyclothems, northeast Kansas. *The University of Kansas Paleontological Contributions*, 63, pp. 1-46.

Hakes, W.G., 1985. Trace fossils from brackish-marine shale, Upper Pennsylvanian of Kansas, USA. En *Biogenic Structures: their use in interpreting depositional environments*. Eds., Curran, H.A. Society for Sedimentary Geology Special Publication, 35, pp. 21-35.



- Hervé, F. Demant, A. Ramos, V. A. Pankhurst, R. J. y Suárez, M., 2000. The Southern Andes, in Cordani, U. G., et al., eds., Tectonic evolution of South America: Río de Janeiro, 31 st International Geological Congress, p. 605 - 634.
- Hervé, F., Pankhurst, R. J., Fanning, C. M., Calderón, M. y Yaxley, G. M., 2007. The South Patagonian batholith: 150 my of granite magmatism on a plate margin. *Lithos*.
- Hervé, F., Calderón, M. y Faúndez, V., 2008. The metamorphic complex of the Patagonian and Fuegian Andes. *Geologica Acta*, Vol. 6, N° 1, pp. 43-53.
- Hubbard, S.M., Romans, B.W., Erohina, T. y Lowe, D.R., 2007. Facies and internal architecture of deepwater channel fill in the Cerro Toro Formation, Sarmiento Vista, Chile. En: *Deep-Water Outcrops of the World Atlas* (Ed. por Nilsen T., Shew R., Steffens G. y Studlick J.) *AAPG Studies in Geology*, 56, 140-142.
- Hubbard, S.M., Romans, B.W. y Graham, S.A., 2008. Deep-Water foreland basin deposits of the Cerro Toro Formation, Magallanes basin, Chile: architectural elements of a sinuous basin axial channel belt. *Sedimentology*, 55, 1333-1359.
- Ingersoll, R.V., Bullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Picke, J.D. y Sares, S.W., 1984. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology* 54, 103-116.
- Inman, D.L., Nordstrom, C.E. y Flick, R.E., 1976. Currents in submarine canyons: an air-sea-land interaction. *Annual Review of Fluid*, 273-310.
- Iñiguez Rodríguez, A. M. y Decastelli, O. O., 1984. Mineralogía y diagénesis de arcillas de las Formaciones Cretácico-Terciarias de la Cuenca Austral. *Actas del IX Congreso Geológico Argentino*. Bariloche. Tomo III, 402-414.
- Jobe, Z.R., Bernhardt, A. y Lowe, D.R., 2010. Facies and architectural asymmetry in a conglomerate rich submarine channel fill, Cerro Toro formation, Sierra del Toro, Magallanes Basin, Chile. *J. Sed. Res.*, 80, 1085-1108.
- Johansson, M. y Stow, D.A., 1995. A classification scheme for shale clasts in deep water sandstone. En: *Characterization of Deep Marine Clastic Systems* Vol. 94.

- Eds. Hartley, A.J. Prosser, D.J. Geological Society of London Special Publication, London, pp. 221-241.
- Katz, H. R., 1963. Revision of Cretaceous stratigraphy in Patagonian Cordillera of Ultima Esperanza, Magallanes Province, Chile. American Association of Petroleum Geology Bulletin, v. 47, p. 506 - 524.
- Kidwell, S. M., 1986. Models for fossil concentrations: paleobiologic implications. Paleobiology, 12: 6-24.
- Kidwell, S. M. y Bosence, D.W.J., 1991. Taphonomy and time-averaging of marine shelly faunas. En Taphonomy: releasing the data locked in the fossil record. Eds. Allison, P.A. y Briggs D.E. Topics in Geology, Plenum Press, 9, pp. 115-209.
- Kineke, G.C., Sternberg, R.W., Trowbridge, J.H. y Geyer, W.R., 1996. Fluid-mud processed on the Amazon continental shelf. Continental Shelf Research, V. 20pp. 667-696.
- Kneller, B.C. y Branney, M.J., 1995. Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick ungraded sands. Sedimentology 42, 607-616.
- Knaust, D., 2013. The ichnogenus *Rhizocorallium*: Classification, trace makers, palaeoenvironments and evolution. Earth-Science Reviews, 126, pp. 1-47.
- Kokelaar, B.P., 1992. Ordovician marine volcanic and sedimentary record of rifting and volcanotectonism: Snowdon, Wales, United Kingdom. Geological Society of America Bulletin 104, 1433-1455.
- Kraemer, P.E. y Riccardi, A.C., 1997. Estratigrafía de la región comprendida entre los lagos Argentino y Viedma (49° 40' - 50° 10' LS), Provincia de Santa Cruz. RAGA, 52 (3): 333-360.
- Kraemer, P.E., Płoszkiewicz, J.V., Ramos, V.A., 2002. Estructura de la Cordillera Patagónica Austral entre los 46° y 52° S. Geología de Recursos Naturales de Santa Cruz En: M.J. Haller (Edit.). Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino. El Calafate, 1-22:353-364. Buenos Aires.

- Kuhel, S.A., DeMaster, D.J. y Nittrouer, C.A., 1986. Distribution of sedimentary structures on the Amazon subaqueous delta. *Continental Shelf Research*, V. 6, pp. 311-336.
- Leanza, A. F., 1970. Amonites nuevos o poco conocidos del Aptiano, Albiano y Cenomaniano de los Andes Australes con notas acerca de su posición estratigráfica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25(2): 197-261.
- Leanza, A. F., 1972. Andes Patagónicos Australes. En: A. F. Leanza (Ed.) *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias: 689-706. Córdoba.
- Leszczynski, S., 1991a. Oxygen-related controls on predepositional ichnofacies in turbidites, Guipúzcoan Flysch (Albian-Lower Eocene), Northern Spain. *Palaios*, 6, pp. 271-280.
- Li, Q., McArthur, J. M., Doyle, P., Janssen, N., Leng, M. J., Müller, W., y Reboulet, S. (2013). Evaluating Mg/Ca in belemnite calcite as a palaeo-proxy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 388, 98-108.
- Lipman, P.W. y Mullineaux, D.R., 1981. The 1980 eruption of mount St. Helen, Washington. *United States Geological Survey Professional Paper* 1250, p. 884.
- Lluch, J.J.; Spalletti, L.A., 1976. Minerales de las arcillas en los sedimentos actuales de la región del Cerro San Lorenzo, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 31: 23-32.
- MacEachern, J.A y Pemberton, S.G., 1992. Ichnological aspect of Cretaceous shoreface successions and shoreface variability in the Western Interior Seaway of North America. En *Application of Ichnology to Petroleum Exploration: A core workshop*, Eds., Pemberton S.G. Society for Sedimentary Geology Special Publication, 51, pp. 129-157.
- MacEachern, J.A., Zaitlin, B.A. y Pemberton S.G., 1999a. A sharp based sandstones of the Viking Formation, Joffre Field, Alberta, Canadá: criteria for recognition of transgressively incised shoreface complexes. *Journal of Sedimentary Research*, 69, pp. 876-892.

- MacEachern, J.A., Bann, K.L., Bhattacharya, J.P., y Howell, C.D. Jr., 2005. Ichnology of deltas: organism responses to the dynamic interplay of rivers, waves, storm and tides. En: River Deltas: Concepts, Models and Examples. Ed. Giosan y J.P. Bhattacharya, Society for Sedimentary Geology Special Publication, 83, 49-85.
- MacEachern, J.A., Bann, K.L., Pemberton, S.G. y Gingras, M.K., 2007a. The Ichnofacies paradigm: High-resolution paleoenvironmental of the rock record. En: Applied Ichnology. Eds., MacEachern, J.A., Gingras, M.K. y Pemberton, S.G. Society for Sedimentary Geology Research Short Course Notes, 52, pp. 27-64.
- Macellari, C.E., Barrio, C.A. y Manassero, M.J., 1989. Upper Cretaceous to Paleocene depositional sequences and sandstone petrography of southwestern Patagonia (Argentina and Chile). Journal of South American Earth Science. Vol. 2, No. 3, pp. 233-239. Great Britain.
- Mackey, S.D. y Bridge, J.S., 1995. Three dimensional model of alluvial stratigraphy: theory and application. Journal of Sedimentary Research, V. B65, pp. 7-31.
- Manassero, M. J., 1988. Petrografía y procedencia de las areniscas cretácicas superiores de la Cuenca Austral Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 43 (2): 175-187.
- Manassero, M. J., Iñiguez, A.M. y Decastelli, O.O., 1990. Estratigrafía y argilofacies del Cretácico Superior y Terciario inferior de la Cuenca Austral Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 47 (1): 73-82.
- Mángano, M.G., Buatois, L.A. y Muniz-guinea, F., 2005a. Ichnology of the Alfarcito Member (Santa Rosita Formation) of northwest of Argentina: animal-substrate interactions in a lower Paleozoic wave-dominated shallow sea. Ameghiniana, 42, pp. 641-668.
- Martini, I. y Sandrelli, F., 2015. Facies analysis of a Pliocene river-dominated deltaic succession (Siena Basin, Italy). Implications for the formation and infilling of terminal distributary channels. Sedimentology, V. 62, pp. 234-265.



- Martinsen, O.J., 1990. Fluvial inertia-dominated deltaic deposition in the Namurian (Carboniferous) of northern England. *Sedimentology*, V. 37, pp. 1099-1113.
- Mulder, T., y Syvitski, J.P.M., 1995. Turbidity currents generated at river mouth during exceptional discharges to the worlds oceans. *Journal of geology* 103, 285-299.
- Mulder, T. y Alexander, J., 2001. The physical characteristics of subqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* 48,269-299.
- Myrow, P.M., Fisher, W. y Goodge, J.W., 2002. Wave-modified turbidites: combined-flow shoreline and shelf deposits, Cambrian Antartica. *Journal of Sedimentaty Research*, v. 72, pp. 641-656.
- Nemec, W., 1995. The dynamics of deltaic suspension plums. En: *Geoly of Deltas*. Eds., Oti, M.N. y Postma, G. AA Balkema Rotterdam, pp. 31-93.
- Neill, C.F: y Allison, M.A., 2005. Subaqueous deltaic formation on the Atchafalaya Shelf, Louisiana. *Marine Geology*, V. 214, pp. 411-430.
- Nelson, B. W., 1970. Hydrography, sediment dispersal, and recent historical development of the Po River delta, Italy. En: *Deltaic Sedimentation; Modern and Ancient*. Ed. Morgan, J.P. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 15, PP. 152-184.
- Nullo, F. E., Panza, J. L. y Blasco, G., 1999. Jurásico y Cretácico de la Cuenca Austral. En R. Caminos (Ed.) *Geología Argentina*. Subsecretaría de Minería de la Nación Servicio Geológico Minero Argentino: 528-535, Buenos Aires.
- Olariu, C, Bhattacharya, J.P., Xu, X., Aiken, C.L.V., Zeng, X. y MacEachern, G.A., 2005. Integreted study of ancient delta-front deposits, using outcrops, ground-penetrating radar and three-dimensional photorealistic data: Cretaceous Panther Tongue Sandstone, Utah. En: *Rivers Delta- Concepts, Models and Exaples*. Eds. Giosan, L. y Bhattacharya J,P. SEPM, Special Publication 83, pp. 155-177.

- Olariu, C. y Bhattacharya, J.P., 2006. Terminal distributary channels and delta front architecture of river-dominated delta systems. *Journal of Sedimentary Research*, V. 76, pp. 212-233.
- Orton, G. y Reading, H.G., 1993. Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, V. 40, pp. 475-512.
- Pankhurst, R. J., Leat, P. T., Sruoga P., Rapela C. W., Márquez M., Storey B. C. y Riley, T. R., 1998. The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: A silicic large igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 81: 113-136.
- Pankhurst, R. J., Riley, T. R., Fanning, C. M. y Kelley, S. P., 2000. Episodic silicic volcanism in Patagonia and Antarctic Peninsula.: Chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology*, v. 41, 605 - 625.
- Peroni, G., Cagnolatti, M. y Pedrazzini, M., 2002. Cuenca Austral: Marco Geológico y Reseña Histórica de la actividad petrolera. Rocas reservorio de las cuencas productivas de la República Argentina, V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar Del Plata.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. y Siever, R., 1972. *Sand and Sandstone*. Springer, New York, 553 pp.
- Piatnitzky, A., 1938. Observaciones Geológicas en el Oeste de Santa Cruz (Patagonia). *Boletín de Informaciones Petroleras* 165: 45-85.
- Pierce, J.W. y Siegel, F.R., 1969. Quantification in clay mineral studies of sediments and sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Petrology* 39: 187-193.
- Piper, D.J.W. y Savoye, B., 1993. Processes of late Quaternary turbidity current flow and deposition on the Var fan, north-west Mediterranean Sea. *Sedimentology* 40, 557-582.

- Pizzio, F., 2009. Estratigrafía y Estructura de la Región de la Laguna 3 de Abril, Brazo Sur del Lago Argentino, Provincia de Santa Cruz. Trabajo Final de Licenciatura, Depto Cs Geologicas, FCEN UBA.
- Plink-Björklund, P. y Steel, R.J., 2004. Initiation of turbidity currents: outcrop evidence for Eocene hyperpycnal flow turbidites. *Sedimentary Geology*. 165, 29-52.
- Poiré, D. G. y Maggi, J. H., 1998. Sedimentación de plataforma en la Formación Cerro Toro, Lago Argentino, provincia de Santa Cruz, Argentina. VII Reunión Argentina de Sedimentología, Salta. Acta, pp. 169.
- Poiré, D.G., 2000. Trazas fósiles de la Formación Cerro Toro y su significado ambiental, Cretácico de la Cuenca Austral, Argentina. II Congreso Latinoamericano de Sedimentología y VIII Reunión Argentina de Sedimentología, Mar del Plata. Acta, pp. 144.
- Poiré, D. G., Carlóni, A., Ferrer, O. y Canessa, N. D., 2001. Características icnológicas de la Formación Piedra Clavada (Cretácico), Tres Lagos, Cuenca Austral, Argentina. IV Reunión Argentina de Icnología y Segunda Reunión de Icnología del Mercosur (Tucumán, 2001), Resúmenes p. 65.
- Poiré, D.G., Canessa, N. D., Carlóni, A. y Ferrer, O., 2002. La Formación Piedra Clavada en el área de Tres Lagos, provincia de Santa Cruz, Argentina. XV Congreso Geológico Argentino (El Calafate, Santa Cruz), Actas: p. 6.
- Poiré, D.G., Franzese, J.R., Spalletti, L.A. y Matheos, S.D., 2007. Estratigrafía de las rocas reservorios de la Cuenca Austral en el sector cordillerano, provincia de Santa Cruz, Argentina. Guía de Campo Inédita: Centro de Investigaciones Geológicas, La Plata, 112 pp.
- Poiré, D. G., Franzese, J. y Muravchic, M., 2007. Sedimentación carbonática asociada al vulcanismo jurásico del Complejo El Quemado, Cuenca Austral, Argentina. En: III Simposio Argentino del Jurásico, Mendoza.

- Poiré, D.G. y Franzese, J.R. 2008. Trazas fósiles de ambientes litorales marinoparálicos de la Formación Springhill (Cretácico Inferior), Andes Patagónicos, Patagonia Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 19, 3-26.
- Poiré, D.G. y Franseze, J., 2010. Mesozoic clastic sequences from a Jurassic rift to a cretaceous foreland basin, Austral Basin, Patagonia, Argentina. En: del Papa, C y Astini, R (Eds.), *Field Excursion Guidebook, 18th International Sedimentological Congress, Mendoza, Argentina, FE-C13*, pp.1-53.
- Posamentier H.W. y Walker, R.G., 2006. *Facies Models Revisited*. Eds. Crossey, L. J. y Mc Neill D.S. SEPM Special Publication 84. Tulsa, Oklahoma, USA.
- Raaf, J.F.M., Reading, H.G. y Walker, R.G., 1965. Cyclic sedimentation in the Lower Westphalian of North Devon, England. *Sediment.*, 4: 1-52, Amsterdam.
- Ramos, V. A., 2002. Evolución tectónica. In Haller, m. j. (ed) *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del Decimoquinto Congreso Geológico Argentino*, 925 pp.
- Ramos, V. A., Kay, S.M. y Singer, B.S., 2004. Las adakitas de la Cordillera Patagónica: Nuevas evidencias geoquímicas y geocronológicas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59 (4): 693-706 (2004).
- Riccardi. A. C. y Rolleri. E. O., 1980. Cordillera Patagónica Austral. En: J:C:M: Turner (Ed.) *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias II:1173- 1304. Córdoba.
- Riccardi, A.C., 1983. Informe paleontológico de los perfiles Estancia Alta Vista, Arroyo El Turbio. Informe Inédito, Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires.
- Richiano, S., 2012. Sedimentología e Icnología de la Formación Río Mayer, Provincia de Santa Cruz Argentina. Tesis, Universidad Nacional de La Plata.
- Richiano, S.M., Varela, A.N., Cereceda, A., Poiré, D.G., 2012. Evolución paleoambiental de la Formación Río Mayer, Cretácico inferior, Cuenca Austral,



Provincia de Santa Cruz, Argentina. Latin American Journal of Sedimentology and Basin analysis. Vol. 19 (1), 3-26.

Richiano, S., 2013. Lower Cretaceous anoxic condition in the AUSTRAL Basin, South-western Gondwana, Patagonia, Argentina. Journal of South American Earth Science, doi: 10.1016 /j.jsames.2014.04.006.

Richiano, S. M., Poiré, D. G., Varela, A. N., 2013. Icnología De La Formación Río Mayer, Cretácico Inferior, SO Gondwana, Patagonia, Argentina. Ameghiniana 50, 273-286.

Richiano, S., Varela A.N., Cereceda, A., Poiré D.G., 2014. Ichnology and sedimentology of estuarine deposits, Mata Amarilla Formation, Austral Basin, Argentina [Icnología y sedimentología en la Formación Mata Amarilla, Cuenca Austral, Argentina]. Spanish Journal of Palaeontology, 29 (2), 117-130.

Richiano, S., Varela, A.N., Gómez-Peral, L.E., Cereceda, A., Poiré, G.D., 2015. Composition of the Lower Cretaceous source rock from the Austral Basin (Río Mayer Formation, Patagonia, Argentina): Regional implication for unconventional reservoirs in the Southern Andes. Marine and Petroleum Geology, 66 (4), pp. 764-790.

Robbiano, J.A., Arbe, H. y Bangui, A., 1996. Cuenca Austral Marina. En: Relatorio Geología y Recursos Naturales de la Plataforma continental Argentina. Ramos V.A. y Turic, M. (Eds.). XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 343- 358. Buenos Aires.

Rodríguez, J., Miller, M., 2005. Cuenca Austral. Frontera Exploratoria de la Argentina, VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos 308-323.

Romans B. W., Hubbard, S.M. y Graham, S.A., 2009. Stratigraphic evolution of an outcropping continental slope system, Tres pasos Formation at Cerro Divisadero, Chile. Sedimentology, 56, pp. 737-764.

- Russo, A. y Flores, M. A., 1972. Patagonia Austral Extraandina. In: A. F. Leanza (Ed.) Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias: 707-725. Córdoba.
- Russo, A.; Flores, M. A. y Di Benedetto, H., 1980. Patagonia Austral Extraandina. En: J. C. M. Turner (Ed.) Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias II: 1431-1462. Córdoba.
- Scott, K.M., 1966. Sedimentology and dispersal pattern of a Cretaceous flysch sequence, Patagonian Andes, Southern, Chile. American Association Petrologist Geology. Bulletin 50 (1): 72-107.
- Schwartz, T. M. y Graham, S.A., 2015. Stratigraphic architecture of a tide-influenced shelf-edge delta, Upper Cretaceous Dorotea Formation, Magallanes-Austral Basin, Patagonia. Sedimentology 62, 1039-1077.
- Shepard, F.P. y Dill, R.F., 1966. Submarine canyons and other sea valleys. P. 381. Rand Mc Nally, Chicago.
- Shepard, F.P., Mc.Loughlin, P.A., Marshall, N.F. y Sullivan, G.G., 1977. Current-meter recordings of low speed turbidity currents. Geology 5, 297-301.
- Sinonino, M., 1982. Observaciones sedimentológicas en la Formación Río Mayer (Cretácico Inferior) al este del Brazo sur del Lago Argentino, Provincia de Santa Cruz. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, informe inédito, Buenos Aires.
- Spalletti, L.A. y Franzese, J.R., 2007. Mesozoic Paleogeography and Paleoenvironmental evolution of Patagonia (Southern South America). En: Patagonian Mesozoic Reptiles. Gasparini, Z., Salgado, L., y Coria, R.A. (Eds.) Indiana University Press, Bloomington & Indianapolis, pp. 29-49.
- Steinmann, G., 1883. Reisenotizen aus Patagonien. Neues Jahrb Min. Geol. U Pal., Stuttgart, 2: 255 - 258.
- Suttner, L.J., 1974. Sedimentary petrographic provinces: an evolution. Society Economic of Paleontologists Mineralogists Special Publication 21, p. 75-84.

- Traykovsky, P., Geyer, W.R., Irish, J.D. y Lynch, J.F., 2000. The role of weve-induced density-driven fluid muds flows for cross-shelf. *Sedimentology*, V. 20, pp. 2113-2140.
- Valenzuela, A.A.S., 2006. Proveniencia sedimentaria de los estratos de Cabo Nariz y Formación Cerro Toro, Cretácico Tardío-Paleoceno, Magallanes, Chile. Tesis de doctorado. Universidad Santiago de Chile, 153 p.
- Varela, A.N., Poiré G.D., Richiano, S.M., Zamuner, A., 2006. Los paleosuelos asociados al bosque petrificado María Elena, Formación Mata Amarilla, Cuenca Austral, Patagonia, Argentina. IV Congreso Latinoamericano de Sedimentología y XI Reunion de Sedimentología, San Carlos de Bariloche. Actas, pp. 235.
- Varela, A.N. y Poiré G.D., 2008. Paleogeografía de la Formación Mata Amarilla, Cuenca Austral, Patagonia, Argentina. XII Reunión Argentina de Sedimentología, Buenos Aires. Actas pp. 183.
- Varela, A.N., Richiano, S. M., Poiré G.D., 2008. Análisis paeleoambiental de la Formación Mata Amarila a partir de su malacofauna, Cuenca Austral, Patagonia, Argentina. En: Trabajos Técnicos (Ed: M. Schiuma). Pp: 601-605. VII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos.
- Varela, A.N., 2009. Accomodation/sediment supply fluvial deposition controlled by base level changes and relative sea level fluctuations in Mata Amarilla Formation (Early Upper Creytaceous), Southern Patagonia, Argentina. 9th International Conference on Fluvial Sedimentology. Actas Geológicas Lilloana 21, pp.66.
- Varela, A. N., 2011. Sedimentología y Modelos Deposicionales de La Formación Mata Amarilla, Cretácico de la Cuenca Austral, Argentina. Tesis, Universidad Nacional de La Plata.
- Varela, A.N., Poiré, D.G., Martin, T., Gerdes, A., Goin, F.J., Gelfo, J.N., Hoffmann, S., 2012. U-Pb zircon constraints on the age of the Cretaceous Mata Amarilla Formation, Southern Patagonia, Argentina: its relationship with the evolution of the Austral Basin. *Andean Geology* 39, 359-379.

- Varela, A.N., Gómez Peral, L.E., Richiano, S., Poiré D.G., 2013. Distinguishing similar volcanic source areas from an integrated provenance analysis: implications for foreland Andean basins. *Journal of Sedimentary Research* 83, 258-276.
- Vilela, C. R. y Csaky, A., 1986. Las turbiditas en los sedimentos cretácicos de la región de Lago Argentino (Provincia de Santa Cruz). *Terceras Jornadas Geológicas Argentinas. Acta 1*: 209-225.
- Walker, R.G. 1976. Facies Models 5, 6 y 7. Ed. R.G. Walker. Geoscience Canadá, 43-74, Ontario.
- Walker, R.G., 1985. Mudstones and thin-bedded turbidites associated with the Upper Cretaceous Wheeler Gorge conglomerates, California: a possible channel-leeve complex. *Journal of Sedimentary Petrology*, V. 55, pp. 279-290.
- Willis B.J., y Gabel S.L., 2003. Formation of Deep Incisions into Tide-Dominated River Deltas: Implications for the Stratigraphy of the Sego Sandstone, Book Cliffs, Utah, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, V. 73, pp. 246-263.
- Wilson, 1991. Transition from back-arc to foreland basin development in southernmost Andes: stratigraphic record from Ultima Esperanza District, Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 103, 93-111.
- Winn, R.D. y Dott, R.H., 1979. Deep-water fan channel conglomerates of Late Cretaceous age, Southern Chile. *Sedimentology* 26: 203-228. Amsterdam.
- Wright, L.D. and Coleman, J.M. (1973). Variations in morphology of major river deltas as functions of ocean wave and river discharge regimes. *AAPG Bull.*, 57, 370-398.
- Wright, L.D., 1977. Sediment transport and deposition at river mouth: a synthesis. *Geological Society of America, Bulletin*, V. 88, pp. 857-868.
- Wright, L.D., Yang, Z.S., Bornhold, B.D., Keller, G.H., Prior, D.B., Wiseman Jr., E.J., 1986. Hyperpycnal plums and plume fronts over the Huanghe (Yellow River) delta front. *Geo-Marine Letters* 6, 97-105.



Zenker, J.C., 1836. Historisch-topographisches Taschenbuch von Jena und seiner Umgebung. Friedrich Frommann, Jena (338 pp.).

Zimmermann, U. y Bahlburg, H., 2003. Provenance analysis and tectonic setting of the Ordovician clastic deposits in the southern Puna Basin, NW Argentina. *Sedimentology* 50:1079-1104.

Zimmermann, U., Poiré, D. G. y Gómez Peral, L., 2011. Neoproterozoic to Lower Palaeozoic successions of the Tandilia System in Argentina: implication for the palaeotectonic framework of southwest Gondwana. *International Journal of Earth Sciences*, 100:489-510.

# Anexo 1

Perfiles sedimentarios

# CÓDIGO DE FACIES SEDIMENTARIAS






























## LITOLOGÍAS

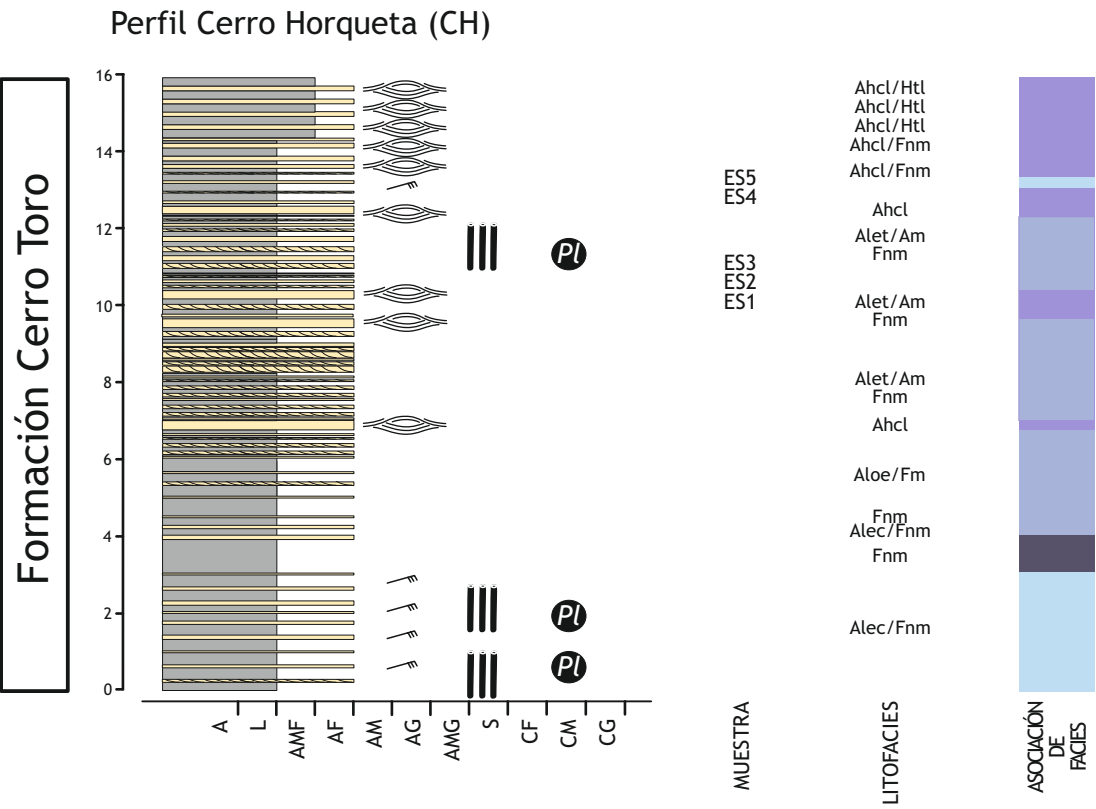
F: Fangolitas  
Fn: Fangolitas negras  
Fv: Fangolitas gris verdosas  
Htl: Heterolítica lenticular  
Htf: Heterolítica flaser  
A: Areniscas  
AC: Areniscas conglomerádicas  
AB: Areniscas bioclásticas  
C: Conglomerados

## ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

m: masiva  
lh: laminación horizontal  
gn: gradación normal  
lo: laminación de óndulas de oleaje  
let: laminación entrecruzada tangencial  
lec: laminación entrecruzada de óndulas escalantes  
hcl: laminación entrecruzada monticular  
lc: laminación convoluta  
et: estratificación entrecruzada tangencial  
ea: estratificación entrecruzada en artesa  
eb: estratificación entrecruzada de bajo ángulo  
ec: estratificación convoluta  
i: bioturbada

## REFERENCIAS

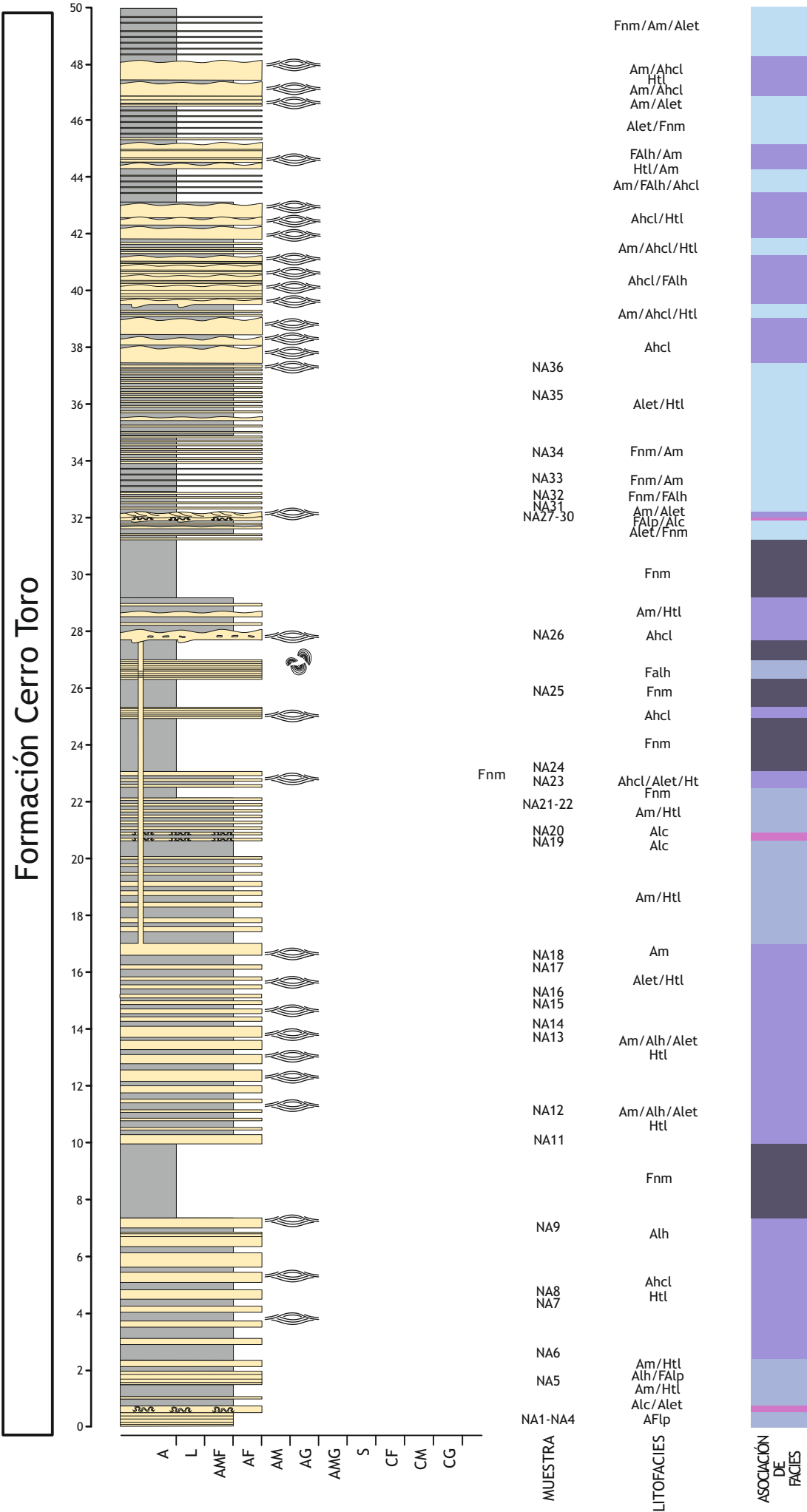
	Laminación horizontal		Calcos de hoyos de flujo
	Laminación ondulítica		Valvas/moldes de Inocerámidos
	Laminación horizontal difusa		Impresiones de tallos
	Laminación entr. tangencial		Carbonato
	Óndulas escalantes		Oxidación ferruginosa
	Laminación entr. monticular		Alto grado de bioturbación
	Laminación convoluta		Moderado grado de bioturbación
	Estr. entrecruzada tangencial		Bajo grado de bioturbación
	Estr. entrecruzada en artesa		<i>Planolites</i>
	Estr. enrecruzada de bajo ángulo		<i>Rhizocorallium</i>
	Lentes arenosos		<i>Skolithos</i>
	Lentes gravosos		<i>Gordia</i>
	Lentes areniscas guijarrosas		<i>Bergaueria</i>
	Intraclastos pelíticos		<i>Thalassinoides</i>
	Valvas		<i>Ophiomorpha</i>



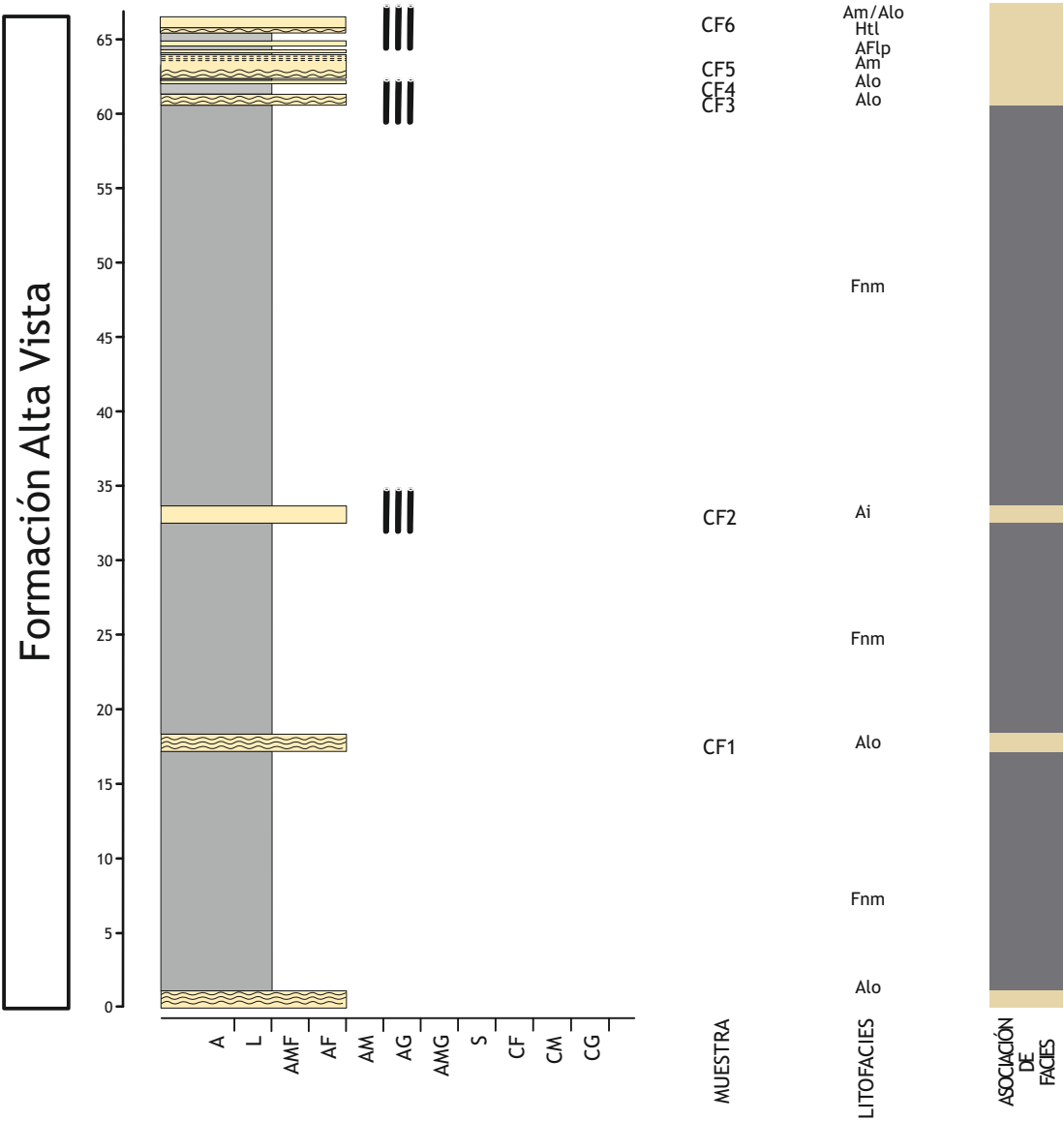




Perfil Nibepo Aike (NA)



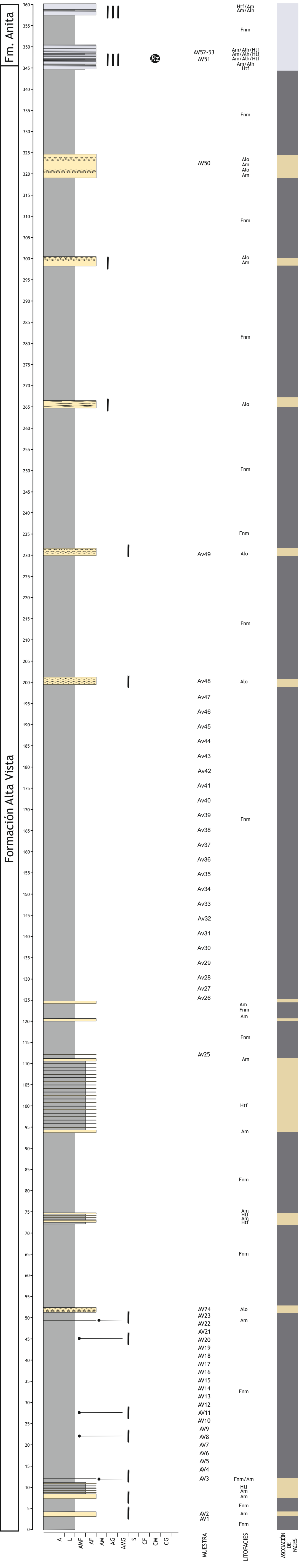
Perfil Cerro Frías (CF)



Fm. Anita

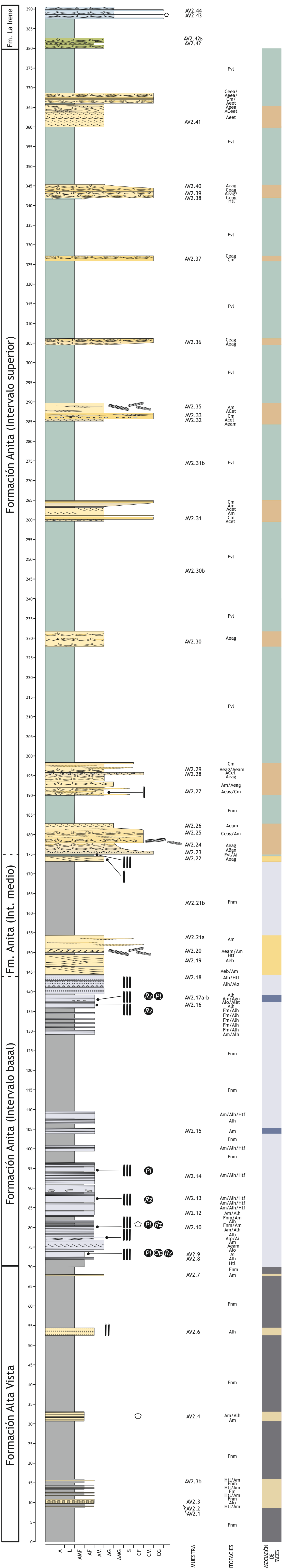
Formación Alta Vista

Perfil Alta Vista 1 (AV1)

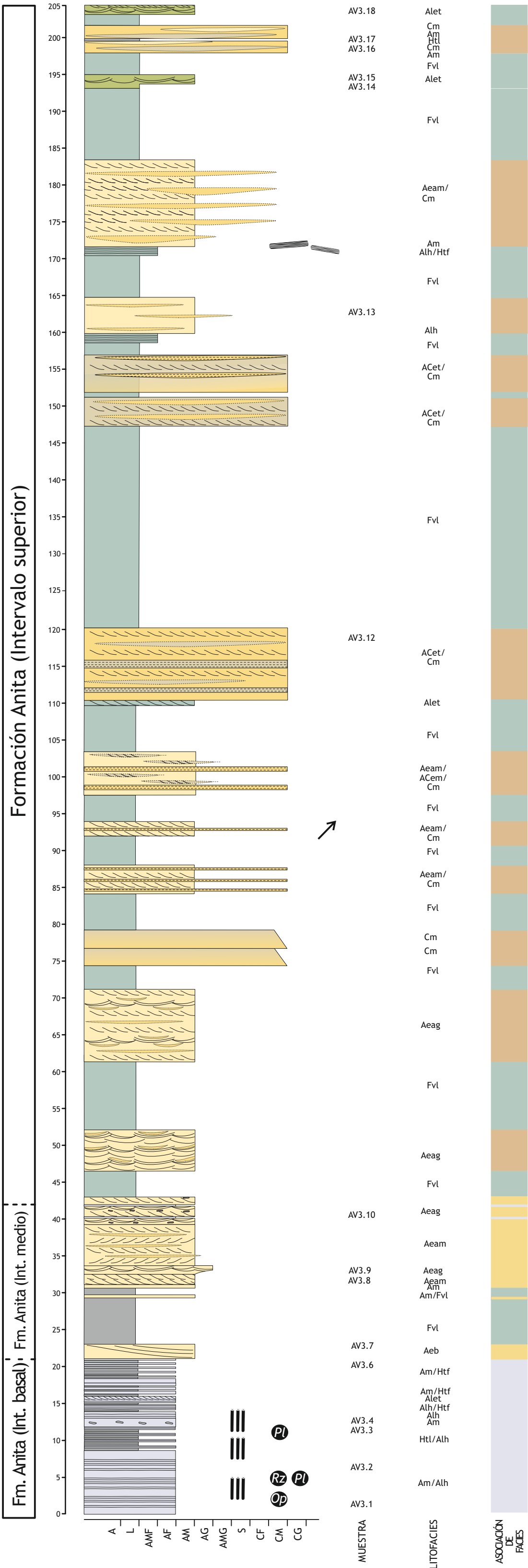




## Perfil Alta Vista 2 (AV2)

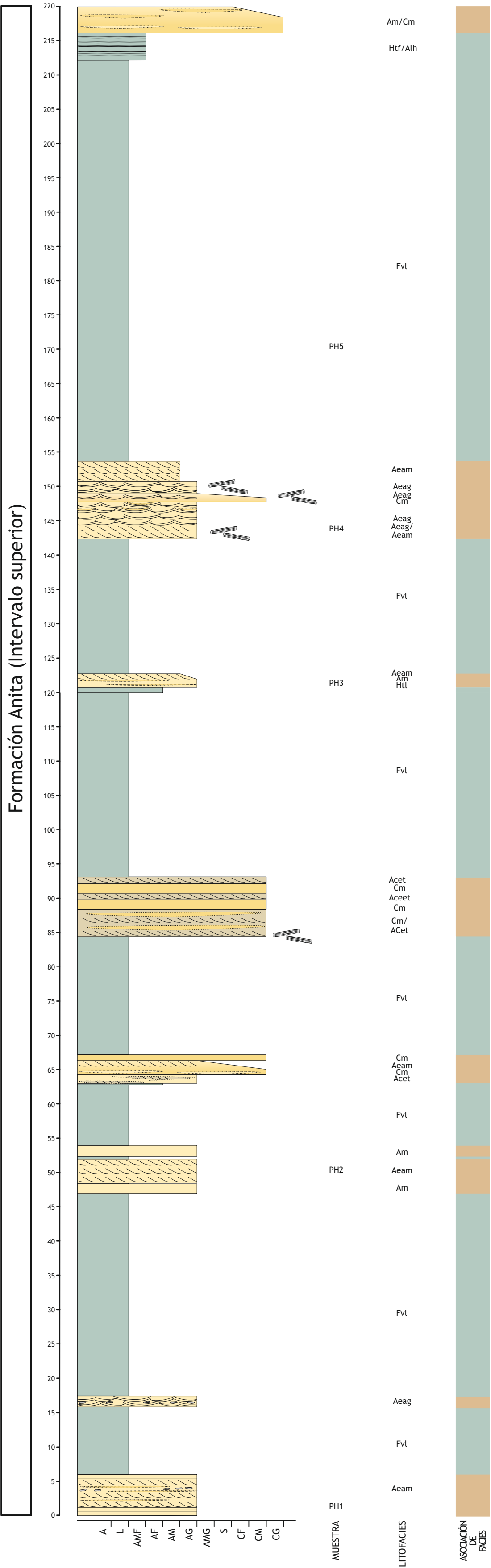


### Perfil Alta Vista 3 (AV3)



Formación Anita (Intervalo superior)

Perfil Puesto Horacio (PH)







# Anexo 2

Tabla de composición de areniscas

Tablas composicional de areniscas - Conteo de puntos al microscopio

Perfil NA	puntos											
	Qm	Qp	Plg	F	L	Bt	Ms	Cl	Gl	matriz	V	total
NA5	126	64	2	2	191	1	1	0	0	10	3	400
NA18	103	32	5	0	245	1	1	0	0	12	1	400
NA27	96	34	3	0	256	0	0	0	1	10	0	400

Perfil AV1	puntos											
	Qm	Qp	Plg	F	L	Bt	Ms	Cl	Gl	matriz	V	total
AV1.2	145	51	1	0	175	0	0	1	1	9	19	402

Perfil AC	puntos											
	Qm	Qp	Plg	F	L	Bt	Ms	Cl	Gl	matriz	V	total
AC2	122	91	5	0	150	1	1	0	0	11	20	401
AC3	161	105	1	0	108	1	0	0	0	9	18	403
AC5	96	36	2	1	211	0	1	0	0	12	41	400
AC6	159	74	2	0	139	0	0	0	0	10	19	403
AC8	134	46	1	1	208	0	3	1	0	5	11	410
AC12	145	64	1	0	151	0	2	1	0	2	34	400

Perfil AV2	puntos												
	Qm	Qp	Plg	F	LS	LV	LM	Ms	Bt	matriz	V	Gl	total
AV2.2	183	113	5	0	9	42	0	5	3	5	35	0	400
AV2.3	188	134	14	0	4	44	0	0	7	6	12	0	409
AV2.4	193	133	5	0	13	23	1	0	1	4	27	0	400
AV2.6	182	97	6	0	7	23	43	0	2	12	28	0	400
AV2.7	145	68	10	2	22	47	62	1	2	7	33	1	400
AV2.8	123	89	12	5	29	53	47	3	4	8	27	3	403
AV2.9	139	98	8	0	20	26	41	4	10	13	39	2	400
AV2.10	183	63	11	0	17	37	28	0	8	11	42	0	400
AV2.12	168	111	18	0	20	14	25	4	2	8	30	0	400
AV2.14	176	86	9	1	23	24	38	2	5	12	24	0	400
AV2.15	160	73	10	0	40	14	43	3	5	15	35	2	400
AV2.16	173	83	8	0	46	24	38	0	1	3	21	3	400
AV2.17	196	54	12	0	34	33	46	1	8	13	2	1	400
AV2.18	187	44	9	3	42	29	36	0	8	6	36	0	400
AV2.19	159	49	10	0	58	18	63	1	3	7	32	0	400
AV2.20	137	68	11	0	65	32	48	0	1	9	29	0	400
AV2.22	122	0	15	8	30	72	79	0	0	42	32	0	400
AV2.23	139	11	2	6	39	22	79	0	0	101	1	0	400
AV2.24	141	50	13	2	49	24	68	10	1	12	30	0	400
AV2.26	160	74	5	5	40	21	77	0	0	12	6	0	400
AV2.29	116	37	15	8	35	53	96	1	9	21	9	0	400
AV2.30	168	62	7	3	38	11	67	0	12	32	0	0	400
AV2.32	124	23	7	3	68	50	69	0	0	54	2	0	400

Tablas composicional de areniscas - Valores relativos

Perfil NA	valores relativos (%)										
	Qm	Qp	Plg	F	L	Bt	Ms	Cl	Gl	matriz	V
NA5	31,5	16	0,5	0,5	47,75	0,25	0,25	0	0	2,5	0,75
NA18	25,75	8	1,25	0	61,25	0,25	0,25	0	0	3	0,25
NA27	24	8,5	0,75	0	64	0	0	0	0,25	2,5	0

Perfil AV1	valores relativos (%)										
	Qm	Qp	Plg	F	L	Bt	Ms	Cl	Gl	matriz	V
AV1.2	36,25	12,75	0,25	0	43,75	0	0	0,25	0,25	2,25	4,75

Perfil AC	valores relativos (%)										
	Qm	Qp	Plg	F	L	Bt	Ms	Cl	Gl	matriz	V
AC2	30,5	22,75	1,25	0	37,5	0,25	0,25	0	0	2,75	5
AC3	40,25	26,25	0,25	0	27	0,25	0	0	0	2,25	4,5
AC5	24	9	0,5	0,25	52,75	0	0,25	0	0	3	10,25
AC6	39,75	18,5	0,5	0	34,75	0	0	0	0	2,5	4,75
AC8	33,5	11,5	0,25	0,25	52	0	0,75	0,25	0	1,25	2,75
AC12	36,25	16	0,25	0	37,75	0	0,5	0,25	0	0,5	8,5



Perfil AV2	valores relativos (%)											
	Qm	Qp	Plg	fk	LS	LV	LM	Ms	Bt	matriz	MO	Glc
AV2.2	45,75	28,25	1,25	0	2,25	10,5	0	1,25	0,75	1,25	8,75	0
AV2.3	47	33,5	3,5	0	1	11	0	0	1,75	1,5	3	0
AV2.4	48,25	33,25	1,25	0	3,25	5,75	0,25	0	0,25	1	6,75	0
AV2.6	45,5	24,25	1,5	0	1,75	5,75	10,75	0	0,5	3	7	0
AV2.7	36,25	17	2,5	0,5	5,5	11,75	15,5	0,25	0,5	1,75	8,25	0,25
AV2.8	30,75	22,25	3	1,25	7,25	13,25	11,75	0,75	1	2	6,75	0,75
AV2.9	34,75	24,5	2	0	5	6,5	10,25	1	2,5	3,25	9,75	0,5
AV2.10	45,75	15,75	2,75	0	4,25	9,25	7	0	2	2,75	10,5	0
AV2.12	42	27,75	4,5	0	5	3,5	6,25	1	0,5	2	7,5	0
AV2.14	44	21,5	2,25	0,25	5,75	6	9,5	0,5	1,25	3	6	0
AV2.15	40	18,25	2,5	0	10	3,5	10,75	0,75	1,25	3,75	8,75	0,5
AV2.16	43,25	20,75	2	0	11,5	6	9,5	0	0,25	0,75	5,25	0,75
AV2.17	49	13,5	3	0	8,5	8,25	11,5	0,25	2	3,25	0,5	0,25
AV2.18	46,75	11	2,25	0,75	10,5	7,25	9	0	2	1,5	9	0
AV2.19	39,75	12,25	2,5	0	14,5	4,5	15,75	0,25	0,75	1,75	8	0
AV2.20	34,25	17	2,75	0	16,25	8	12	0	0,25	2,25	7,25	0
AV2.22	30,5	0	3,75	2	7,5	18	19,75	0	0	10,5	8	0
AV2.23	34,75	2,75	0,5	1,5	9,75	5,5	19,75	0	0	25,25	0,25	0
AV2.24	35,25	12,5	3,25	0,5	12,25	6	17	2,5	0,25	3	7,5	0
AV2.26	40	18,5	1,25	1,25	10	5,25	19,25	0	0	3	1,5	0
AV2.29	29	9,25	3,75	2	8,75	13,25	24	0,25	2,25	5,25	2,25	0
AV2.30	42	15,5	1,75	0,75	9,5	2,75	16,75	0	3	8	0	0
AV2.32	31	5,75	1,75	0,75	17	12,5	17,25	0	0	13,5	0,5	0

Tablas de composición modal de las areniscas - Valores relativos recalculados para diagramas ternarios

Perfil NA	Subtotal	valores relativos (%)				
		Q	Qm	F	L	matriz
NA5	387	49,09561	32,55814	1,033592	65,89147	2,5
NA18	387	34,88372	26,61499	1,29199	71,57623	3
NA27	389	33,41902	24,67866	0,771208	74,55013	2,5

Perfil AV1	Subtotal	valores relativos (%)				
		Q	Qm	F	L	matriz
AV1.2	372	52,68817	38,97849	0,268817	60,75269	2,238806

Perfil AC	Subtotal	valores relativos (%)				
		Q	Qm	F	L	matriz
AC2	370	57,56757	32,97297	1,351351	65,13514	2,743142
AC3	376	70,74468	42,81915	0,265957	56,64894	2,233251
AC5	347	38,04035	27,66571	0,864553	71,18156	3
AC6	374	62,29947	42,51337	0,534759	56,95187	2,48139
AC8	393	45,80153	34,09669	0,508906	64,63104	1,219512
AC12	363	57,57576	39,9449	0,275482	59,22865	0,5

Perfil AV2	Subtotal	valores relativos (%)				
		Q	Qm	F	L	matriz
AV2.2	352	84,09091	51,98864	1,420455	46,59091	1,25
AV2.3	384	83,85417	48,95833	3,645833	47,39583	1,466993
AV2.4	368	88,58696	52,44565	1,358696	46,19565	1
AV2.6	358	77,93296	50,83799	1,675978	47,48603	3
AV2.7	356	59,83146	40,73034	3,370787	55,89888	1,75
AV2.8	358	59,21788	34,35754	4,748603	60,89385	1,985112
AV2.9	332	71,38554	41,86747	2,409639	55,72289	3,25
AV2.10	339	72,56637	53,9823	3,244838	42,77286	2,75
AV2.12	356	78,37079	47,19101	5,05618	47,75281	2
AV2.14	357	73,38936	49,29972	2,80112	47,89916	3
AV2.15	340	68,52941	47,05882	2,941176	50	3,75
AV2.16	372	68,8172	46,50538	2,150538	51,34409	0,75
AV2.17	375	66,66667	52,26667	3,2	44,53333	3,25
AV2.18	350	66	53,42857	3,428571	43,14286	1,5
AV2.19	357	58,26331	44,53782	2,80112	52,66106	1,75
AV2.20	361	56,7867	37,95014	3,047091	59,00277	2,25
AV2.22	326	37,42331	37,42331	7,055215	55,52147	10,5
AV2.23	298	50,33557	46,6443	2,684564	50,67114	25,25
AV2.24	347	55,04323	40,63401	4,322767	55,04323	3
AV2.26	382	61,25654	41,88482	2,617801	55,49738	3
AV2.29	360	42,5	32,22222	6,388889	61,38889	5,25
AV2.30	356	64,60674	47,19101	2,808989	50	8
AV2.32	344	42,73256	36,04651	2,906977	61,04651	13,5

# Anexo 3

Tabla de composición de pelitas por DRX



## Perfil Alta Vista 1 (AV1)

MUESTRA	ROCA TOTAL (%)					ARGILOMINERALES (%)						OTROS (trazas)
	Qt	Plg	Fk	Ca	Arc	I	Cl	K	Sm	I/S	C/S	
AV1,4	73,50	19,37	0	2,85	4,27	30,54	4,65	31,85	0	32,96	0	Py, S
AV1,5	80,35	13,06	0	0	6,60	51,42	7,29	5,17	0	36,12	0	Py
AV1,6	79,14	10,88	0	0	9,98	44,90	13,01	0	0	42,09	0	Py
AV1,7	85,66	9,03	0	0	5,31	41,91	7,29	5,79	0	45,02	0	Py, Ca, S
AV1,8	74,22	17,19	0	0	8,59	56,96	6,88	7,21	0	28,95	0	Py, S
AV1,9	77,87	11,49	0	0	10,64	35,84	11,15	9,86	0	43,15	0	Py, S
AV1,10	78,95	12,63	0	0	8,42	53,83	3,57	6,25	0	36,35	0	Py, S
AV1,11	77,54	13,98	0	0	8,47	54,05	8,45	3,80	0	33,70	0	Py, S
AV1,12	79,75	13,92	0	0	6,33	55,40	5,77	4,92	0	33,91	0	Py, S
AV1,13	42,55	50,65	0	0	6,79	49,05	7,19	6,31	0	37,45	0	Py, Ca, S
AV1,14	75,07	17,24	0	0	7,68	58,20	6,05	4,66	0	31,10	0	Py, S
AV1,15	75,68	12,11	0	0	12,21	47,28	7,20	5,41	0	40,11	0	Py, S
AV1,16	74,59	13,51	0	0	11,89	49,99	7,79	6,25	0	35,98	0	Py, Ca, S
AV1,17	75,24	15,64	0	0	9,12	46,15	8,17	7,81	0	37,87	0	Py, S, Ca, D
AV1,18	43,18	6,87	0	41,22	8,72	44,15	9,46	5,89	0	40,50	0	Py, S, Ca
AV1,19	46,61	45,87	0	0	7,52	56,28	8,76	3,84	0	31,12	0	Py, S
AV1,20	78,79	14,55	0	0	6,67	41,43	6,27	5,70	0	46,59	0	Py, S, Ca
AV1,21	79,75	11,39	0	0	8,86	49,12	9,61	7,32	0	33,95	0	Py, S
AV1,22	82,69	11,54	0	0	5,77	48,47	5,58	10,27	0	35,68	0	Py, S
AV1,23	78,83	13,12	0	0	8,06	57,63	5,84	7,89	0	28,64	0	Py, S
AV1,24	86,67	8,89	0	0	4,44	16,34	13,23	35,85	0	34,58	0	Py, S
AV1,25	42,86	12,20	0	33,80	11,15	17,96	0	54,11	0	27,93	0	Py, S
AV1,26	89,06	7,57	0	0	3,37	53,34	2,76	1,14	0	42,75	0	S
AV1,27	79,34	9,58	0	0	11,08	51,21	3,74	3,74	0	41,30	0	
AV1,28	85,14	9,46	0	0	5,41	48,61	11,84	0	0	39,55	0	S
AV1,29	86,33	8,74	0	0	4,93	57,27	1,23	6,95	0	34,55	0	
AV1,30	81,36	7,20	0	4,77	6,67	25,49	8,84	27,61	0	38,06	0	
AV1,31	87,83	7,19	0	0	4,98	42,19	2,50	7,50	0	47,80	0	
AV1,32	92,70	5,62	0	0	1,69	35,71	4,19	39,41	0	20,69	0	Tri
AV1,33	83,74	13,46	0	0	2,80	55,03	2,48	7,72	0	34,76	0	
AV1,34	83,47	11,51	0	0	5,02	58,55	6,36	6,33	0	28,76	0	S
AV1,35	82,82	12,01	0	0	5,16	52,65	4,68	6,47	0	36,20	0	Py/S
AV1,36	89,29	7,89	0	0	2,82	41,04	7,78	18,79	0	32,40	0	
AV1,37	87,84	7,43	0	0	4,73	45,18	5,07	10,60	0	39,15	0	
AV1,38	86,00	10,08	0	0	3,92	37,71	1,72	7,23	0	53,34	0	
AV1,39	86,30	9,59	0	0	4,11	48,48	3,03	10,61	0	37,88	0	
AV1,40	90,50	9,00	0	0	0,50	46,96	4,13	11,06	0	37,85	0	
AV1,41	78,42	12,80	0	0	8,78	42,23	4,07	8,45	0	45,25	0	S/Ca
AV1,42	84,70	10,65	0	0	4,65	52,01	4,57	10,64	0	32,78	0	S
AV1,43	78,62	14,34	0	0	7,04	42,47	5,02	11,07	0	41,44	0	S
AV1,44	86,31	8,86	0	0	4,83	32,97	5,78	18,10	0	43,15	0	S

## Perfil AltaVista 1 (AV1) continuación

MUESTRA	ROCA TOTAL (%)					ARGILOMINERALES (%)						OTROS (trazas)
	Qt	Plg	Fk	Ca	Arc	I	Cl	K	Sm	I/S	C/S	
AV1,45	83,32	8,78	0	0	7,90	55,43	3,24	15,33	0	26,00	0	
AV1,46	91,76	4,49	0	0	3,75	56,70	0,82	6,73	0	35,75	0	S
AV1,47	95,52	0	0	0	4,48	45,26	3,14	12,33	0	39,26	0	S
AV1,48	60,32	5,84	0	27,73	6,12	65,46	9,39	4,29	0	20,87	0	Tri
AV1,51	78,73	7,64	0	11,75	1,88	50,24	8,29	5,49	0	35,99	0	S

## Perfil Alta Vista 2 (AV2)

MUESTRA	ROCA TOTAL (%)					ARGILOMINERALES (%)						OTROS (trazas)
	Qt	Plg	Fk	Ca	Arc	I	Cl	K	Sm	I/S	C/S	
AV2.1	92,11	6,16	0	0	1,73	60,04	7,21	0	0	32,75	0	
AV2.2	96,14	3,21	0	0	0,64	51,75	3,04	2,59	0	42,62	0	Ca
AV2.3	92,25	6,03	0	0	1,72	75,59	7,13	0	0	17,28	0	S
AV2.3b	88,09	8,50	0	0	3,41	85,37	7,08	0	0	7,55	0	
AV2.7	91,66	6,74	0	0	1,60	37,93	0	30,67	0	31,39	0	
AV2.10	66,77	8,49	0	22,31	2,43	46,42	13,47	17,19	0	22,92	0	S
AV2.12	93,23	4,78	0	0	1,99	22,47	0	53,18	0	24,34	0	
AV2.14	92,78	6,65	0	0	0,57	26,30	15,24	37,18	0	21,28	0	S
AV2.17a	86,48	5,49	0	0	8,03	42,48	3,93	10,32	0	43,26	0	
AV2.17b	96,74	2,52	0	0	0,73	27,64	8,64	29,17	0	34,55	0	
AV2.18	81,23	6,80	0	0	11,97	20,19	0	79,81	0	0	0	
AV2.21b	70,97	9,31	0	0	19,72	61,20	14,86	16,61	7,32	0	0	
AV2.23	59,82	0,92	0	38,65	0,61	30,90	4,38	11,85	0	52,88	0	
AV2.30b	84,67	7,08	0	0	8,25	40,07	2,32	14,57	33,11	9,93	0	
AV2.31b	91,61	6,35	0	0	2,04	29,62	26,79	0	0	43,59	0	
AV2.35	97,28	1,56	0	0	1,17	12,05	0	87,95	0	0	0	
AV2.42	87,14	12,50	0	0,24	0,12	20,07	31,77	48,16	0	0	0	
AV2.42b	36,46	56,53	0	3,29	3,72	0	35,71	64,29	0	0	0	

## Perfil Cerro Frías (CF)

MUESTRA	ROCA TOTAL (%)					ARGILOMINERALES (%)						OTROS (trazas)
	Qt	Plg	Fk	Ca	Arc	I	Cl	K	Sm	I/S	C/S	
CF1	74,851	8,91	0	0	1,98	36,04	9,284	7,645631	0	47,03	0	S
CF2	85,366	5,96	0	0	8,67	56,86	34,41	8,72818	0	0	0	
CF3	78,235	12,94	0	0	8,82	29,11	42,45	10,10782	0	18,33	0	
CF4	85,9	10,30	0	0	3,80	58,51	8,532	5,332656	0	27,63	0	
CF5	85,194	12,62	0	0	2,18	34,91	15,36	16,75718	0	32,97	0	
CF6	89,652	8,71	0	0	1,64	31,14	22,73	27,6771	0	18,45	0	

## Perfil Arroyo Cachorro (AC)

MUESTRA	ROCA TOTAL (%)					ARGILOMINERALES (%)						OTROS (trazas)
	Qt	Plg	Fk	Ca	Arc	I	Cl	K	Sm	I/S	C/S	
AC1	82,78	10,57	0	0	6,65	28,67	3,41	4,89	0	27,53	35,49	Py, Ca
AC2	66,18	27,90	0	0	5,92	40,70	5,62	5,36	0	36,63	11,70	Py, Ca, Y
AC3	75,07	18,91	0	0	6,02	24,18	20,41	7,77	0	25,65	21,98	Py
AC4	88,67	9,33	0	0	2,00	41,04	11,76	5,60	0	15,68	25,92	Y
AC5	76,54	15,08	0	0	8,38	28,36	4,66	5,87	0	36,73	24,39	S, Ca, Cli
AC6	81,74	12,53	0	0	5,73	43,44	2,72	6,87	0	33,70	13,27	Py, S, Ca, Cli
AC7	81,07	11,83	0	0	7,10	48,60	10,22	2,39	0	12,27	26,51	Py, S
AC8	85,06	7,92	0	0	7,02	42,08	1,71	4,95	0	20,18	31,08	S, Ca
AC9	84,94	9,27	0	0	5,79	39,29	9,82	6,17	0	33,93	10,78	Py, S, Ca
AC10	76,44	15,52	0	0	8,05	48,99	3,37	9,80	0	22,66	15,19	S, Ca
AC11	79,64	13,17	0	0	7,19	35,98	6,34	3,80	0	26,22	27,67	
AC12	80,39	15,05	0	0	4,56	42,81	11,77	0	0	17,60	27,82	Dw, D
AC13	76,54	15,08	0	0	8,38	41,04	11,76	5,60	0	15,68	25,92	Dw
AC14	86,80	12,70	0	0	0,50	49,46	1,00	3,75	0	30,81	14,99	Py
AC15	85,00	8,44	0	0	6,56	33,18	0	19,35	0	36,19	11,28	Py, Cli
AC16	86,18	11,05	0	0	2,76	33,85	0	27,47	0	24,55	14,13	Py, S, D, Ca, Y
AC17	95,24	2,60	0	0	2,16	29,87	18,69	0,00	0	40,37	11,07	Py, S
AC18	87,85	9,98	0	0	2,17	41,05	8,62	10,29	0	22,25	17,80	Cli, S
AC19	81,37	11,80	0	0	6,83	46,52	16,18	0	0	19,12	18,18	
AC20	85,61	11,14	0	0	3,25	49,14	2,39	0	0	28,36	20,11	Ca

## Perfil Nibepo Aike (NA)

MUESTRA	ROCA TOTAL (%)					ARGILOMINERALES (%)						OTROS (trazas)
	Qt	Plg	Fk	Ca	Arc	I	Cl	K	Sm	I/S	C/S	
NA10	28,32	65,46	0	0	6,22	55,46	44,54	0	0	0	0	S
NA2	79,62	15,29	0	0	5,10	84,16	15,84	0	0	0	0	S
NA4	79,53	13,58	0	0	6,90	84,11	15,89	0	0	0	0	
NA6	76,36	12,06	0	0	11,58	79,45	20,55	0	0	0	0	S
NA8	91,72	0	0	0	8,28	91,09	8,91	0	0	0	0	S
NA11	54,92	38,44	0	0	6,64	47,32	34,82	0	0	17,86	0	S
NA12	83,21	13,14	0	0	3,65	68,15	18,32	0	0	13,52	0	S
NA4	78,54	16,17	0	0	5,29	82,89	11,37	0	0	5,74	0	Ca
NA20	79,09	13,08	0	0	7,83	58,01	23,76	0	0	18,23	0	S, Ca
NA22	82,12	9,93	0	0	7,95	64,68	21,55	0	0	13,77	0	S
NA24	77,29	11,89	0	0	4,16	69,84	17,96	0	0	12,20	0	
NA25	80,75	10,40	0	0	5,72	56,45	18,46	0	0	25,09	0	S
NA27b	84,72	10,12	0	0	5,16	58,99	33,18	0	0	7,82	0	Ca
NA28	93,13	4,66	0	0	2,22	49,73	36,77	0	0	13,50	0	
NA31	84,38	10,47	0	0	5,15	62,96	23,93	0	0	13,11	0	
NA33	77,25	10,11	0	0	4,66	72,76	16,79	0	0	10,45	0	
NA34	80,31	11,92	0	0	7,76	77,47	15,38	0	0	7,15	0	S, Ca
NA35	77,99	18,42	0	0	3,58	76,06	15,44	0	0	8,50	0	S